U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 11 巻　第 11 号

カード記入済　合製記入済

目　　次

報　文

佐野浚一：空中放射能探査の研究……………………………… 1 (701)
柴藤喜平，飯田汲事，佐野浚一：岐阜県平瀬鉱山における核原料資源物理探鉱の研究報告……………………… 21 (721)

概　報

奥丹後地方のウラン鉱
宮城県気仙沼市周辺の放射能探査
気仙沼東北方鹿折東部地区の放射能異常地
岡山県津山東部地域放射能強度報告
奈良県・和歌山県下のアンチモン鉱床における放射能強度
長野県南佐久郡下金属鉱床の放射能強度

技術研究所 受 36. 3. 15 付 図書室

資　料

外的条件と鉱物組成の相関関係

講演要旨

相 鉱 受 36. 3. 15 付 技術研究所

工業技術院地質調査所

昭和 35 年 11 月

Sano, S.

空中放射能探査の研究

佐野浚一

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 701～720, 1960

16 illus., 1 tab.

空中放射能探査に関連するガンマ線強度分布の計算方法および計算例については，"On the Distribution of Gamma Ray Intensity Due to Natural Radioactivity Near the Earth's Surface" に報告したが，こゝではその基礎および計算結果の考え方についてやゝ詳しく述べ，またその結果を引用して測線間隔や異常強度の解析の方法について検討した。また秋田県および新潟県で行なわれた空中探査の結果について述べた。

539.16 : 550.835

Shibatō, K.
Iida, K.
Sano, S.

岐阜県平瀬鉱山における核原料資源物理探鉱の研究報告

柴藤喜平・飯田汲事・佐野浚一

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 721～732, 1960

11 illus.

(i) 坑内において含ウランモリブデン脈の電気的性質およびこれら脈とウラン分布の実態との関係を研究し，併わせて，地表からの探鉱の可能性を考察した。このほか花崗岩中の細脈の追跡について直流を用いる新探鉱法について研究した。

(ii) 方法は，電気探鉱(自然電位法・比抵抗法・直流電位法)，放射能探査法によつた。器具は，電気探鉱器一式，シンチレーションカウンタ，自動記録器，検層用具。

(iii) 研究地域は岐阜県大野郡白川村平瀬で，平瀬鉱山の坑内外から行なつた。

関係図幅(5万分ノ1)白川村

553.495 : 550.83(521.53)

Haraguchi, K.
Takeichi, T.
Tsukawaki, Y.
Takeuchi, T.

奥丹後地方のウラン鉱

原口九万・武市敏雄・塚脇祐次・竹内忠雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 733～742, 1960

6 illus.

京都府中郡下のペグマタイトに伴なう稀元素鉱物について概査を行ない，大呂ペグマタイト中から従来知られたもののほか「閃ウラン鉱様鉱物」を発見し，同時に当地方に分布するペグマタイト鉱床について多少の知見を加えることができた。これによつて大呂・河辺両鉱床の精査と，奥丹後の花崗岩地帯におけるペグマタイトの探査を行なつた。しかしウランとしての経済的価値はきわめて低いことがわかつた。

553.495 : 550.85(521.73)

Koizumi, H.
Igarashi, T.
Ohmachi, H.
Okumi, S.
Okano, T.

宮城県気仙沼市周辺の放射能探査

小泉久直・五十嵐俊雄・大町北一郎・奥海　靖・岡野武雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 743～756, 1960

9 illus., 1 pl.

松岩鉱山において放射能異常を認め，それがウランに由来することがわかつたので，その周辺の放射能探査を行なつた。

気仙沼市の西部にある花崗岩類を中心として，数多くの金属鉱床群が分布する。中心部から鉱石の帯状配列を示しているが，東部地域ではこのような規則性は認められない。

Cu-Ni-Co-W-As-U の組み合せに属する松岩鉱山前田鉱床および隆盛鉱床以外には著しい放射能異常は認められなかつた。

なお，松岩鉱床のウラン鉱の産状についてやゝ詳細な調査を行なつた。

553.495(521.13) : 550.85

Okumi, S.
Okano, T.
Shimazu, M.

気仙沼東北方鹿折東部地区の放射能異常地

奥海 靖・岡野武雄・島津光夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 757～758, 1960
3 illus., 1 tab.

昭和32年1月，先にエアボーン，カーボーンで比較的放射能の高いことが認められた気仙沼市東北方(唐桑村との境界付近)の中世代の堆積岩(主として砂岩)について調査を行なつた。調査には，シンチレーションカウンタ，ガイガーカウンタを用いた。調査の結果，この地区の放射能の異常は砂岩中に含有されるやゝ濃集したジルコンに起因するものと推定された。このジルコンの濃集は小々汐層の基底に近い部分に著しい。

553.494 : 551.76(521.13) : 550.835+550.85

Nagahama, H.
Hoshino, K.

岡山県津山東部地域放射能強度報告

長浜春夫・星野一男

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 759～761, 1960
3 illus., 1 tab.

核原料物質調査の一環として，津山市東部地域において，おもに堆積岩中の放射能強度の計測を行なつた。その結果放射能の異常地点は見当らなかつた。
使用した測定器はガイガーカウンタで，医理学研究所製 DC-P3 型である。
計測方法は自然露頭において GM 管と露頭面との距離を常に一定(約9cm)に保ち3分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は調査期間中毎朝加茂町の宿舎において，計数値を3分間測定した。計数比はこれらの計数値の比率で示した。
調査地域は津山東部・加茂町南部・勝北町・奈義町および植月村にわたつて行なつた。

552.5(521.83) : 550.835

Kawachi, Y.
Inoue, H.

長野県南佐久郡下金属鉱床の放射能強度

河内洋佑・井上秀雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 763～764, 1960
1 tab.

長野県南佐久郡下には30以上の金属鉱山が知られている。1，2の例外を除き，これらは千曲川の東岸部に分布しており，いずれも小規模のもので，開発もあまり進んでいず，調査当時は休山中のものが多かつた。これらは酸性迸入岩体の近傍に分布する交代鉱床，古生層チャート中のマンガン鉱床，熱水性鉱染鉱床および蛇紋岩中のクロム鉱床の4つに大別される。
調査した郡下の19の金属鉱床全体を通じて，とくに問題となるような放射能異常は発見できなかつた。

553.3/.4 : 550.835(521.52)

Kita, T.

奈良県・和歌山県下のアンチモン鉱床における放射能強度

北 卓治

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 762, 1960
1 tab.

いわゆる紀伊半島の中軸部，十津川流域に分布する時代未詳の中生層中に胚胎する各種の金属鉱床（輝安鉱石英脈7鉱山，層状含銅硫化鉄鉱床1鉱山，黄鉄鉱閃亜鉛鉱黄銅鉱石英脈2鉱山）についてウラン探査の一環としてその放射能強度を概査した結果，放射能強度は自然計数の2倍に達するものはみられなかつた。

553.497.2 : 550.835(521.76)

Korzhinskii, D. S.
tr. Konishi, Z.

外的条件と鉱物組成の相関関係

D.S. Korzhinskii　tr. Z. Konishi

地質調査所月報, Vol. 11, No. 11, p. 765～786, 1960

接触変質鉱物の生成，共生関係を熱力学的立場から解析し，鉱床生成に関する新しい解析法(マトリクス解析)を提唱している。

553.2.061 : 549.02 : 536.7

報　文

539.16：550.835

空中放射能探査の研究

佐野　浚一*

A Study on Airborne Radioactivity Surveying

by
Shun-ichi Sano

Abstract

The airborne radioactivity surveys by the Geological Survey of Japan have already covered the area of about 90,000 sq. km. In the course of the surveys, the writer encountered several technical problems. He carried on several calculations concerning the distributions of gamma ray intensity in the air, based on a semi-empirical theory containing the effect of scattering. The paper on results of these calculations written in English will be published. (Rept. Geol. Surv. J., No. 188) However, the results are also described in this paper with several applications to practical problems.

The effect of terrain topography, atomospheric radioactive substance and thin surface layer to the altitude correction of gamma ray intensity are mainly discussed. The analysis of anomalous gamma ray intensity and the selection of the interval of flight lines are briefly discussed.

The experimental airborne surveys concerning the surveying over very rough terrain and the local survey by using twin-engine aircraft were carried out and the procedures and results are also referred.

要　旨

散乱を考慮した半経験的なγ線の減衰の理論に基づいて，幾つかの理想的な形の線源による空中におけるγ線強度の分布を計算した。理論に含まれている基本的な常数は実験によつて求められたγ線強度と高度との関係に適合するように定められた。計算の結果に基づいて広い範囲に拡つた一様な線源の上空におけるγ線強度と高度との関係について議論し，高度補正について検討した。地形の変化，ごく薄い表層の存在および空気中の放射性物質の量の変化が高度補正に影響を与えると考えられた。また空中探査におけるγ線強度の異常の解析や測線間隔のとり方などについても簡単に述べた。

秋田県および新潟県において行なわれた急峻な山岳地帯における探査，および大型飛行機による精査に関する試験的な空中探査について附記した。

1．緒　言

核原料資源探査のために地質調査所が空中放射能探査を開始して以来，昭和34年度までに約 90,000 km² の地域を探査した。昭和30年度における試験的な調査に基づいて一応決定された探査の方法や，その基礎となる考え方についてはすでに発表されているが[9][16]，探査の進行に伴なつてなおいろいろな問題に遭遇した。筆者はこれらの問題を解決する一助として，また探査結果の解析を確実にするために，地表に分布する放射性物質による空中のγ線強度分布に関する簡単な理論的計算を行なつた。この結果については別に英文で発表する予定であるが，本稿にも幾らかの具体的な議論を附加して記載してある。

また，昭和33年8月に実施された新潟県および山形県における空中放射能探査に当つて，実験的な調査を行なつた。この調査は本稿の主体をなす理論的計算に対する実験というよりも，むしろ特殊な探査飛行に関する実験であるが理論的計算とも関連があるので，その経過および結果を附記した。もし多くの数値計算を実行する機会があれば，理論と実験とを充分比較することができるであろう。

* 物理探査部

2. γ 線の減衰

2.1 γ 線の減衰の法則

γ 線が媒質中を通過するとき吸収・散乱されて減衰する。γ 線の吸収や散乱に関する法則はよく知られているから，媒質中のγ線の行動をしらべて減衰を計算することができる。したがつて，いろいろな形のγ線源によるγ線強度の分布を求めることができる。しかし，計算を簡単にするために，微小な線源からの距離だけの函数だけで表わされる減衰の法則を与え，γ 線源の形について積分することによつて任意の線源によるγ線強度を求めることが広く行なわれている。

このような法則のうちで，基本的でありまた広く用いられてきたものが，逆自乗—指数法則である。ところが，散乱されるγ線の影響によつてこの法則からの偏差があることが指摘され，これを補正するために build up factor が附加される。

空中放射能探査に関する理論的研究において，最初に散乱の影響を含んだ減衰の法則を採用した研究は，おそらく J. C. Cook[3] によるものであろう。その減衰の法則は，点源を広い媒質中に浸した場合のγ線強度の減衰の実験値を天然放射性元素からのγ線の実効エネルギに対する減衰に引直したものに適合するようにした実験式である。一方，J. F. Steljes[7] は逆自乗—指数法則において，高度によつて吸収係数の値を変えることによつて散乱の影響を含めることができると考え，Ra の点源からのγ線の空気中における減衰を測定して，幾つかの高度範囲について吸収係数の値を求めた。

ところが，A. Y. Sakakura[15] は，このように，点源を用いて1つの媒質中での実験によつて定められた減衰の法則が，地中に分布している実際に測定の対象となる線源に対して成り立つという保証がないことを指摘し，実際的な線源に対する実験によつて減衰の法則を求めた。Cook や Steljes の法則は実際に地中に分布している放射線源によつて求められた法則より著しいγ線強度の減衰を与えるようである。

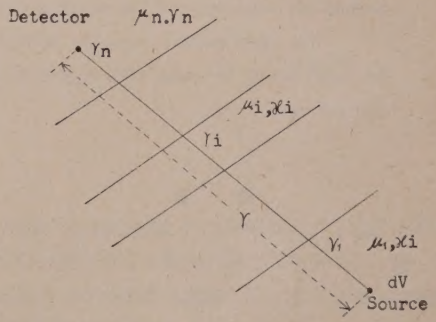
Sakakura は，媒質の境界面において生ずるいろいろな理論的な困難を避けるという意味で，地中の深さの方向に一様に分布している無限に厚い線源だけを考えた。基本的な型の線源として，"広い線源"，すなわち半無限体と"微小な線源"，すなわち地中に鉛直に埋められた半無限の直線とを採用し，このような線源による空気中のγ線強度の実験値によつて減衰の法則を決定した。その法則の型式は"微小な線源"に対して U. Fano[6] が提唱した多項式近似に従つて与えられ，そのなかの常数の値が実験によつて決定される。

Sakakura の基本式は形式的に点源に対する式に還元することができるが，その結果は逆自乗—指数法則に距離の二次式である build up factor を結合した場合にほかならない。ところが，その一次項の係数があらかじめ与えられているので，実験によつて決められる常数の数は build up factor が一次式の場合と同じである。また天然γ線の測定に関する問題で取り扱われるγ線の透過距離は，実際上平均距離(線吸数係数の逆数)の数倍程度までであるから，build up factor として距離の一次式を用いれば充分であると思われる[2]。

したがつて，本論文では，逆自乗—指数法則に距離の一次式である build up factor を結合した点源に対する減衰の法則を採用し，地中に分布するγ線源による空中におけるγ線強度と高度との関係について議論する。線源が無限に厚い場合ばかりでなく，有限の厚さの場合も取り扱う。

2.2 法則の記述と基本式

前節の考察に従つて次のような減衰の法則が与えられる。



第 1 図 微小な体積に含まれているγ線源
Source in an elementary volume

記号の意味を，第1図にみられるように，

I: 検出器によつて測定されるγ線強度

I_0: 検出器の感度と放射線源の物質の性質とに関する常数

σ: γ 線源中の放射性物質の含有量

r: 検出器と線源との間の距離

r_i: 検出器と線源とを結ぶ線分がある媒質を通過する長さ

μ_i: その媒質の線吸収係数

κ_i: その媒質の散乱の常数

n: 検出器と線源とを結ぶ線分が通過する媒質の数

dV: 体積要素

とする。点状検出器によつて測定される体積要素に含まれているγ線源によるγ線強度は

$$I=I_0\sigma\left(\frac{e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i r_i}}{4\pi r^2}+\sum_{i=1}^{n}\kappa_i\mu_i r_i\frac{e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i r_i}}{4\pi r^2}\right)dV$$

$$=I_0\sigma\left(1+\sum_{i=1}^{n}\kappa_i\mu_i r_i\right)\frac{e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i\gamma_i}}{4\pi r^2}dV \qquad (1)$$

である。こゝで, build up factor は $1+\sum_{i=1}^{n}\kappa_i\mu_i r_i$ で,

$\left(I_0\sigma e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i r_i}\right)/4\pi r^2$ は吸収項, $I_0\sigma\sum_{i=1}^{n}(\kappa_i\mu_i r_i)e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i r_i}/4\pi r^2$ は散乱項と呼ぶことができる。

最も重要な天然放射性元素であるU系列およびTh系列からのγ線はいろいろのエネルギをもつているが, 吸収係数や散乱の常数はたゞ1つの値で代表されるものとする。Fano の多項式近似の考え方に従えば, 吸収係数として最も透過力の強いγ線に対する値を採るべきであつて, この場合に散乱項は透過力の弱いγ線の影響をも含んでいる。

U系列や Th系列の場合にはその最大エネルギ, すなわちそれぞれ約 2.4 MeV および約 2.6 MeV のγ線に対する吸収係数の値を用いることになる。この2つのγ線のエネルギに対する吸収係数の値はあまり違わないから, 両系列に対して同じ吸収係数を用いてさしつかえない。U系列は放射平衡にない場合もあるが, そのγ線の大部分は ^{222}Rn の崩壊生成物から放出されるので, エネルギスペクトルが非平衡によつて著しく変化する場合は少ないと考えてよい。また, U系列と Th 系列とのエネルギスペクトルは, 人工放射性核種からのγ線のそれと較べると, むしろ互いに類似しているということができる。したがつて, U系列が平衡にない場合や, U系列と Th 系列とが共存している場合にも, 吸収係数および散乱の常数は同じ値を使うことができると考えられる。

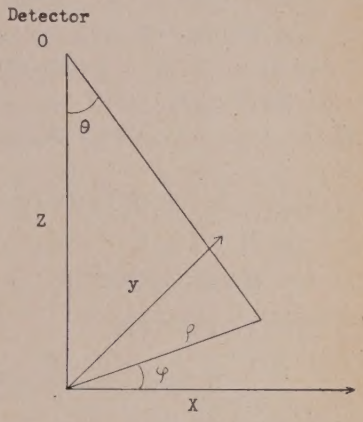
放射性物質の含有量, あるいは品位 σ はウラン当量, すなわち% eU で表わされることが多い。このような σ の単位を用いると, 検出器の感度と放射線源の物質の性質とによる常数 I_0 は, U系列の非平衡の程度やU系列と Th 系列とが共存する割合などによつて, 変化する。

散乱の常数 κ_i は媒質の種類ばかりでなく検出器の性質, おもにエネルギ感度に関係し, γ線強度が線量率で表わされる場合以外には, 検出器によつて変化する。

検出器は線源に近接していない限り点状と考えられる。検出器がそれを頂点とする角の函数で表わされる指向性をもつ場合には, 指向性を示す函数が常数 I_0 に含まれるものとする。検出器の形や大きさによる指向性は, 検出器のエネルギ感度の方向依存性を無視すれば, 検出器の大きさが無視できる距離では, 実際上消失する。したがつて, 実際上問題となる指向性は検出器容器の吸収の差異によるものとか, とくに遮蔽を施すことによつて生ずるものとかである。

2.3 座標系と積分函数

任意の体積に分布するγ線源によるγ線強度を計算するために, 基本式(1)を線源の体積について積分する。線源の表面が平面である場合に, 第2図に示すような円錐座標系と呼ぶことができる1種の曲線座標系 (Z, θ, φ)



第2図 座標系
Co-ordinate systems

を用いると便利なことが多い。円錐座標系 (Z,θ,φ) と原点および Z 軸を共有する直角座標系 (x, y, z) との関係は

$$x=Z\tan\theta\cos\varphi,\ y=Z\tan\theta,\ z=Z \qquad (2)$$

で表わされ, したがつて体積要素については

$$dV=dxdydz=Z^2\tan\theta\sec^2\theta\ dZd\theta d\varphi$$
$$=Z^2\sec\theta\ dZd(\sec\theta)\ d\varphi \qquad (3)$$

である。

座標系 (Z,θ,φ) の原点を検出器に置き, Z 軸を線源の表面に垂直にとる。媒質の境界がすべて Z 軸に垂直であれば, 基本式 (1) は

$$I=\frac{I_0\sigma}{4\pi}\left(1+\sum_{i=1}^{n}\kappa_i\mu_i Z_i\sec\theta\right)\frac{e^{-\sum_{i=1}^{n}\mu_i Z_i\sec\theta}}{\sec\theta}dZd(\sec\theta)\ d\varphi$$

となる。こゝで,

$$r_i=Z_i\sec\theta$$

である。Z に関する積分は簡単に求められる。θ および φ が Z に無関係で, 検出器が無指向性か, $\cos^n\theta$ で表わされる指向性ないし φ のみの函数で表わされる指向性をもつ場合には, 積分の結果はよく知られた積分函数である指数積分

$$E_n(x)=\int_x^{\infty}\frac{e^{-\zeta}}{\zeta^n}d\zeta \qquad (4)$$

で表わされる。

検出器が $\sin^n\theta$ で表わされる指向性をもつ場合には，積分函数

$$E'_{m,n}(x)=\int_{\zeta=x}^{\zeta=\infty}\sqrt{(\alpha^2\zeta^2-\alpha^2)^m/(\alpha\zeta)^n}\cdot e^{-\alpha\zeta}d(\alpha\zeta) \qquad (5)$$

を使うと前の場合と同じような形で積分結果を表わすことができる。$\sin^n\theta$ 型の指向性は前記のような座標の配置で $\cos^n\theta$ 型に較べて感度が悪いから，実用的でない。したがつて，この積分函数の数値計算は行なわなかつた。しかし $\sin^n\theta$ 型と $\cos^n\theta$ 型とは本質的に同じであつて，線源の形と検出器の位置との関係によつて $\cos^n\theta$ 型が $\sin^n\theta$ 型に変わるから，この函数の数値は必ずしも不必要ではない。

数値計算の便宜のために指数積分の数値表を附録として加えた。

3. 基本式中の常数の決定

3.1 広い線源による常数の決定

最初に“広い線源”，すなわち半無限体に一様に放射性物質が分布している場合を考える。附加され，また変更される記号は次のとおりである。

I^B： 広い線源による γ 線強度
μ_a： 空気の線吸収係数
μ_1： 線源(地層)の線吸収係数，すなわち自己吸収係数
$æ_a$： 空気の散乱の常数
$æ_1$： 線源(地層)の散乱の常数
Z_0： 検出器の高度

無指向性の場合は

$$I^B=(1+\kappa_1)\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\,E_2(\mu_aZ_0)+\kappa_a\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\,E_1(\mu_aZ_0) \qquad (6)$$

である。指向性をもつ場合は英文報告註1)の(6)，(8)および(9)式に示されている。

こゝで地層の吸収係数 μ_1 は常数係数の分母だけに含まれている。したがつて，吸収係数 μ_1 が変化しても γ 線強度が変化し，あたかも品位 σ が変化したようにみえる。線吸収係数は物質を構成する元素の原子量と物質の密度によつて変化する。原子量が非常に大きいか，とくに小さい時以外は線吸収係数は原子量によつてほとんど変化せず，密度に比例して変化する。ところが，密度の変化，したがつて線吸収係数 μ_1 の変化は問題となるような品位 σ の変化に比較して小さく，普通には γ 線強度によつて直ちに品位 σ の比較ができると考えるのである。

また散乱項の積分のうちで地層の散乱の常数を含む項は吸収項とは同じ形になる。こうして地層に関する常数はすべて常数係数中に含まれ，広い線源上の γ 線強度と高度との関係には直接関係しない。このことは後に述べるように無限に厚い線源について一般に成立する。

広い線源上の γ 線強度と高度との関係は，一様な地層の平地の上空で測定することができる。このような測定の精度をよくするためには，γ 線強度が強い，したがつて地層の品位が高いことが必要であり，また，地層以外からの測定値に対する影響を同時に測定できることが望ましい。

したがつて，わが国でこのような測定に適した場所として日本海岸の砂浜があげられる。実際に測定を行なつたのは新潟県新潟飛行場の東北に当る阿賀野川河口北岸の砂浜の上空である。海岸線に直角に，それから陸上および海上におのおの約 4 km にわたる測線を取り，高度 65～500 m で測定を繰り返した。検出器の配置については，正常の位置のほかに横に倒した場合も測定したが，γ 線強度の変化は認められなかつた。したがつて，検出器の指向性はないと考えられる。

測定された計数率から砂浜による γ 線強度を求めるために海上の計数率をさしひいた。海上の計数率は海上における飛行高度や海岸からの距離によらないで一定であり，また約 1 週間の調査期間中変化しなかつた。海上の計数率はゼロ・バックグラウンドと呼ばれ，測定装置に関する常数として取り扱われている。

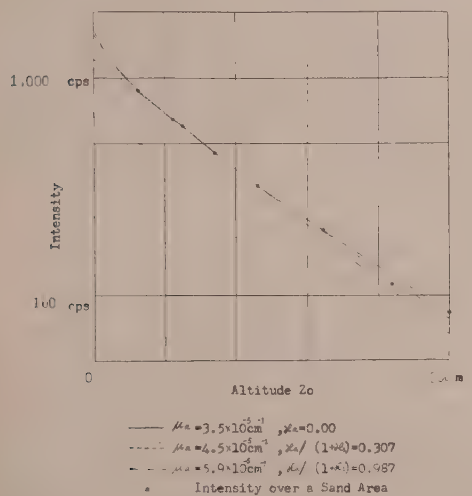
この砂浜にはU系列ばかりでなく Th 系列も含まれていると考えられる。United States Atomic Energy Commission および United States Geological Survey で行なわれた実験では広い線源としてほとんどU系列だけを含む頁岩が選ばれ，高度 100～1,000 feet にわたつて測定が行なわれた[10)15)]。その結果と日本海岸の砂浜の上空における実験の結果とはよく一致している。U. S. Geological Survey で用いられている検出器（シンチレーション・カウンタ）の螢光体は 4″φ×2″ の NaI (Tl) であつて，地質調査所で使用されているものとほゞ同じであるから，エネルギ感度もほゞ同様であると考えられる。したがつて，両者の結果が一致することはU系列に対しても，Th 系列に対しても，同じ基本式の常数が用いられることを示していると考えられる。

実際に使用されている検出器は無指向性であるから，

註1) “On the Distribution of Gamma Ray Intensity due to Natural Radioactivity near the Earth's Surface”，地質調査所報告，No. 188

広い線源上の γ 線強度 I^B は(6)で表わされる。空気の吸収係数 μ_a を与えると $(\mu_a z_0)E_2(\mu_a Z_0)$ および $(\mu_a Z_0)E_1(\mu_a Z_0)$ が計算されるから，$I_0\sigma\ (1+\kappa_1)/(2\mu_1)$ および $I_0\sigma\kappa_a/(2\mu_1)$ を実測値に合うように，例えば最小自乗法によつて，定めることができる。したがつて，$(1+\kappa_1)/\kappa_a$ が求められる。κ_a を決めるには別の種類の実験から κ_1 を求める必要があるが，無限に厚い線源を扱う限り，κ_a と κ_1 とを独立に求める必要はない。

U系列の最大エネルギの γ 線に対する空気の線吸収係数の値として，Sakakura は $4.5\times10^{-5}cm^{-1}(=1.46\times10^{-3}feet^{-1})$ という値を採用した。Cook はU系列の γ 線の実効エネルギを 1.8 MeV と考え，$5.9\times10^{-5}cm^{-1}$ という値を用いた。また，空気の "true" 吸収係数[註2)]として計算されている値[18)]はエネルギによつてあまり変化せず，1 MeV の付近で $3.5\times10^{-5}cm^{-1}$ である。μ_a の値としてこれらの3つの値を取つて $\kappa_a/(1+\kappa_1)$ の値を求めると，第1表のようになる。求められた常数の値から強度と高度との関係を計算すると，第3図に示すように，$\mu_a=4.5\times10^{-5}cm^{-1}$ および $\mu_a=3.5\times10^{-5}cm^{-1}$ の場合は互いにほとんど一致しているが，$\mu_a=5.9\times10^{-5}cm^{-1}$ の場合はほかの2つの場合と幾分異なつている。また，最後の場合には約300m 以上で実験値との差異がやゝ大きいことが認められる。

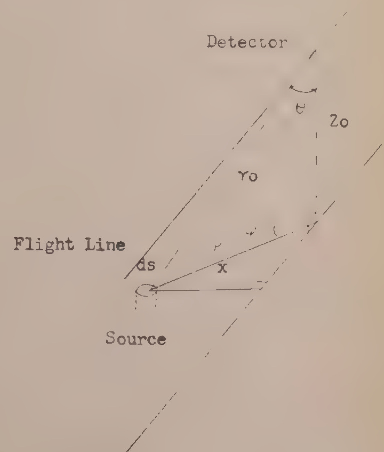


第 3 図　広い線源上の強度と高度との関係
Relationships between intensity and altitude for a broad source

測定された高度で $\mu_a Z_0$ は1のオーダーであるから，κ_a が1のオーダーであれば $(1+\kappa_a\mu_a Z_0)$ という形の build up factor は妥当である。$\mu_a=4.5\times10^{-5}cm^{-1}$ の場合に $\kappa_1=1$ とすると $\kappa_a=0.614$ であつて，物理的にもつともらしい結果を与える。一方，$\mu_a=3.5\times10^{-5}cm^{-1}$ の場合には $\kappa_a=0$ となり，散乱項が無視される。したがつて，適当な吸収係数の値を用いることによつて，逆自乗—指数法則を近似法則として採用することができる。こゝで取り扱う理論は現象論であるから，計算を簡単にするために散乱項を無視できるような常数を採用する方が得策であると考えられる。たゞし，こゝではまだ地層の散乱の常数 $\kappa_1=0$ とすることができるという保証は得られていない。

3.2　厚い線源に対する基本式

第4図のように広い線源の表面に標座標系 (ρ, φ) をとり，その原点を検出器から表面に下した垂線の足に置く。検出器から表面上の点までの距離を r_0 とする。



第 4 図　微小な表面積の無限に厚い線源(小さな厚い線源)
Small thick source

広い線源に対する式(6)を求める途中で，Z について積分をしたところで変数を変換すると，

$$I^B=\int_0^\infty\int_0^{2\pi}\left\{(1+\kappa_1)\frac{I_0\sigma}{4\pi\mu_1}\cos\theta\frac{e^{\mu_a r_0}}{r_0^2}\right.$$

註2)　混合物または化合物の質量の吸収係数 μ_m は，そのなかの i 番目の元素についての吸収係数を $\mu_m^{(i)}$，i 番目の元素が含まれている割合を $a^{(i)}$ とすると，

$$\mu_m=\sum_i\mu_m^{(i)}a^{(i)}$$

によつて計算される "true" 吸収係数 μ^* は

$$\mu^*=(N/A_i)(Z_{ia}\sigma_e+\tau_a+\kappa_a)$$

で計算されたものであつて，N はアボガドロの数，A_i および Z_i はそれぞれ i 番目の元素の原子量および原子番号，$_a\sigma_e$ はコンプトン電子吸収係数，τ_a および κ_a はそれぞれ光電効果および電子対創成による原子吸収係数である。

$$+\kappa_a \frac{I_0\sigma}{4\pi\mu_1}(\mu_a r_0)\frac{e^{-\mu_a r_0}}{r_0^2}\Big\}\rho d\rho d\varphi$$

となる。こゝで $\rho d\rho d\varphi$ に表面上の面積要素 dS にほかならない。そこで，無限に厚い線源の場合に，線源中の放射性物質が表面に濃縮されたかのように考え，微小な表面積 dS をもつ線源に対する基本式として，

$$I_T = \frac{I_0\sigma}{\mu_1}(1+\kappa_1+\kappa_a\mu_a r_0)\cos\theta\frac{e^{-\mu_a r_0}}{4\pi r^2{}_0}dS \qquad (7)$$

を用いることができる。この線源は検出器と微小面積 dS の周囲とを含む錐面と表面とで囲まれる部分を代表しているが，地層の自己吸収によつて地層中の表面に近いごく浅い部分だけが空中の γ 線強度に影響を与える。したがつて，地表面より下の線源の形を問題にする必要はほとんど無いし，実際上たいていの線源を無限に厚い線源として取り扱うことができると考えられる。すなわち，こゝで導かれた基本式は空中における γ 線強度の計算の多くの場合に用いることができる。

build up factor として距離の二次式を考え，媒質が空気と地層との2つである場合に点源に対する基本式を

$$I = I_0\sigma\{1+\kappa_1\mu_1 r_1+\kappa_a\mu_a r_a+\lambda_1(\mu_1 r_1)^2 + \lambda_a(\mu_a r_a)^2\}\frac{e^{-(\mu_1 r_1+\mu_a r_a)}}{4\pi r^2}dV$$

とする。こゝで，λ_1 および λ_a は build up factor の二次項に対する常数である。前と同様にして無限に厚い線源に対する基本式を導くと，

$$I_T = \frac{I_0\sigma}{\mu_1}\{1+\kappa_1+\lambda_1+\kappa_a\mu_a r_0+\lambda_a(\mu_a r_0)^2\}\frac{e^{-\mu_1 r_0}}{4\pi r^2}\cos\theta\, dS$$

となる。これは Sakakura[10] の用いた基本式と同じ形である。ただし彼は

$$(1+\kappa_1+\lambda_1)/\mu_1 = 1 \quad \text{および} \quad \kappa_a/\mu_1 = 1$$

と置いている。

さて，無限に厚い線源を簡単のために厚い線源と呼ぶことにしよう。厚い線源に対する基本式 (7) を円柱座標系で表わすと，

$$I_T = \frac{I_0\sigma}{1\pi\mu_1}\Big\{(1+\kappa_1)\frac{e^{-\mu_a Z_0\sec\theta}}{\sec^2\theta} + \kappa_a\mu_a Z_0\frac{e^{-\mu_a Z_0\sec\theta}}{\sec\theta}\Big\}d(\sec\theta)\,d\varphi \qquad (8)$$

となる。こゝで Z_0 は前に述べたように検出器の空中での高さである。厚い線源は表面に濃縮されたように考えることができるから，厚い線源を表面の形によつて代表させることができる。

また，厚い線源の場合には2つの常数 $I_0(1+\kappa_1)/2\mu_1$ および $I_0\kappa_a/2\mu_1$ の値がわかつていれば，空中の γ 線強度を計算することができる。これらの常数の値は品位 σ のわかつている広い線源による実験から求めることができる。前節で述べた実験が行なわれた日本海岸の砂浜の品位を 8×10^{-4}%eU とすれば，現在地質調査所で使われている検出器について，$\mu_a = 3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ のとき，$I_0(1+\kappa_1)/2\mu_1 = 2.0\times10^6$cps/(%eU) および $I_0\kappa_a/2\mu_1 = 0$ であり，$\mu_a = 4.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ のとき，$I_0(1+\kappa_1)/2\mu_1) = 1.9\times10^6$cps/(% eU) および $I_0\kappa_a/2\mu_1 = 5.9\times10^5$cps/(%eU) である。

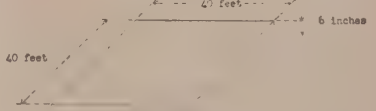
厚い線源は地表面の分布で代表されるから，地表面が平面で検出器の高さが Z_0 であるとき品位 σ が

$$\sigma = \sum_{m,n}\sigma_{m,n}\cos^m\theta\,\sin^n\varphi$$

で表わされるとすれば，γ 線強度は広い線源上の指向性をもつ検出器によるそれと同様な形で表わすことができる。

3.3 小さな厚い線源による常数の決定

前節の考察によれば，任意の厚い線源の上空での実験によつて基本式の常数を決定することができる。United States Atomic Energy Commission および United States Geological Survey では 0.35 % U_3O_8 を含む鉱石（カルノ石）を用いて第5図のような1辺 40′ 厚さ 6″ の正方形板状の線源を人工的に作り，γ 線強度の測定を行なつた。Sakakura はこの線源が微小な表面積をもつ厚い線源であると考え，広い線源によつて求めた散乱に関する常数を使つて実験値から品位を求めるための常数を決定した。



第 5 図 U. S. Atomic Energy Commission によつて人工的に作られた板状線源
Actual elementary slab source (U. S. Atomic Energy Commission)

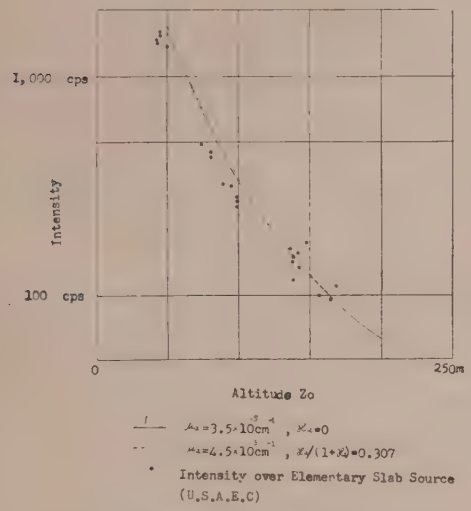
矩形板状線源による γ 線強度を計算するために，検出器を頂点とし頂点と矩形板の上の表面の周囲とを通る直線を母線とする角錐を矩形板の2つの表面で切り取つた角錐台によつて矩形板を置き換える。検出器の高度が充分高い場合にはこの置換はよい近似であると考えられ，また，厚い線源に対する基本式(10)を導いた時の考え方に対応している。このような考え方で矩形板状線源による γ 線強度を計算できる。線源の厚さが無限大とすると計算式は簡単になる。

正方形板状源の大きさが高度に比較して小さければ，厚い線源の基本式をそのまま使つてもよい。これらの考え方による計算式は英文報告の(11)，(12)および(21)に示されている。

前に述べた人工の板状線源について計算してみると，

これらの3つの式による計算結果はほとんど一致する。したがつて，この人工の線源は実際上厚い微小な線源とみなされる。

$\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ で $\kappa_a=0$ および $\mu_a=4.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ で $\kappa_a/(1+\kappa_1)=0.307$ とした場合について，人工正方形板状線源の中心上における γ 線強度と高度との関係を実験の結果と比較すると，第6図のように高度 150 m 付近の実験値に合うような常数を用いた時，高度 100 m 以下の実験値と幾分ずれてくる。しかし，高度 100 m 程度以下の実験値にはレートメータの動特性の影響が認



第6図　人工板状線源の中心上の強度と高度との関係
Relationships between intensity and altitude for the actual elementary slab source

められるということであるから，むしろ実験と計算とはよく合つていると考えられる。したがつて，品位 σ の値がわかつているから高度 150 m 付近の実験値によつて United States Geological Survey で使つている検出器について $I_0(1+\kappa_1)/2\mu_1$ および $I_0\kappa_a/2\mu_1$ の値を決めることができる。それらの値を用いて広い線源として用いられた頁岩の品位を求めることができて，その結果は第1表に示すように試料の化学分析による品位 0.0017 %U およびウラン当量 0.0013%eU とかなりよく合つている。

第　1　表

μ_a (cm^{-1})	$\kappa_a/(1+\kappa_1)$	σ (%eU) of Mancos shale
3.5×10^{-5}	0.000	0.0015
4.5×10^{-5}	0.307	0.0015
5.9×10^{-5}	0.987	0.0014

4.　拡がつた線源に対する γ 線強度と高度との関係

4.1　強度—高度曲線

空中放射能探査において，岩石のように拡がつた線源の放射能強度を比較することは鉱床の露出のように狭い線源による γ 線強度の異常をみいだすことと同様に重要であると考えられる。とくに大型飛行機を使つた高高度探査では狭い線源による異常強度を測定することは困難であつて，岩石の放射能強度分布を調査して鉱床が賦存する可能性がある地域を選出することがおもな目的となる。

したがつて，探査を行なつた地域の測定結果全部について高度補正を行なう必要がある。対地高度を一定にして飛行することは望ましいが，わが国のように地形の変化の著しい所ではこのような飛行は困難である。

高度補正は γ 線強度と高度との関係が，広い線源の上空における関係に従つているものとして行なわれる。現在地質調査所で実施している高度補正に使われている強度と高度との関係は，日本海岸の砂浜で実験的に求められたものと一致している。ところが，実際の線源は必ずしも広い線源と同等であるとは限らないから，強度と高度との関係も広い線源の上空の関係と異なる場合があり，したがつて高度補正をすることによつて誤つた結果を得ることになる。

狭い範囲に局限された線源や2つの実質的に広い線源の境界付近の上空では，当然広い線源の上空での強度と高度との関係は成立しない。小さい線源による γ 線強度の変化に対しては別の解析法を採用すべきであり，このような解析法については幾つかの研究がある。高度補正の誤差として問題になるのは広い範囲に拡がつた線源が広い線源と異なつた性質をもつ場合であつて，もつと具体的にいえば，無限に厚い線源と考えられない場合とか，表面が平面でなく地形の変化がある場合とかである。

γ 線強度と高度との関係は強度の対数を縦軸に，高度を横軸にとつた片対数グラフ上の曲線として示されるこれを強度—高度曲線と呼ぶことにする。強度—高度曲線の形は $I_0\sigma$ に無関係で，強度と高度との関係の特徴を表わしているということができる。広い線源の上空の γ 線強度は近似的に高度の指数函数で表わされ，強度—高度曲線はほぼ直線になる。例えばこの近似的な直線の勾配が変化すると，高度補正の誤差を生ずる。

強度—高度曲線の変化は，空気の密度の変化による線吸収係数 μ_a および散乱の常数 κ_a の変化や，地層の散乱の常数 κ_1 の変化によつても生ずる。しかし，これらの影響は無視できるものと考えられる。したがつて，拡

がつた線源が広い線源の条件に適合しないために起きる強度—高度曲線の変化をおもに考えることにする。

アメリカやソビエトでは簡単な Analog computer を使つて飛行中に自動的に高度補正が行なわれている。地質調査所でも連続的に高度補正を行なう装置を具体的に計画したことがあつた[3]。このような装置は強度—高度曲線が一定であることを前提としている。アメリカやソビエトのように広大なかつ平坦な地域で行なわれる空中探査では飛行高度はほとんど一定に保たれるので，僅かな高度の偏差による強度の変化を補正すればよい。しかし，わが国では1測線中の高度変化が数 100 m の範囲にわたることがまれでないから，一定の強度—高度曲線による自動的な計算は望ましいことではないという考えによつて中止された。

4.2 広い線源の境界における強度—高度曲線

強度—高度曲線の形が明らかに変化する場合として，2つの実際的に広い線源が直線状の境界で相接している場合の境界線付近での γ 線強度の変化を求める。次のような記号を附加し，または意味を変更する。

σ_1 および σ_2： 2つの実質的に広い線源の品位

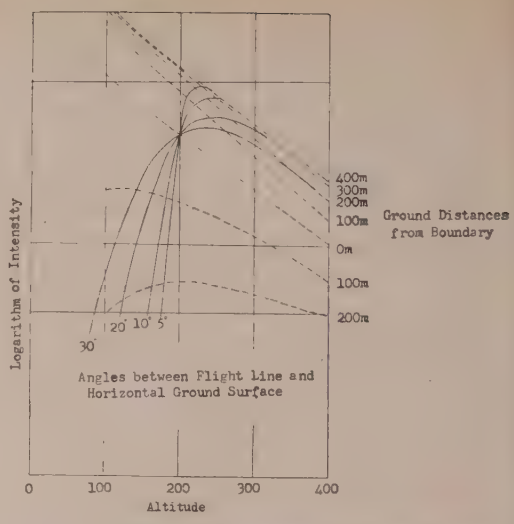
μ_1 および μ_2： 2つの実質的に広い線源の物質の吸収係数

κ_1 および κ_2： 2つの実質的に広い線源の物質の散乱の常数

x： 検出器の境界源からの水平距離

γ 線強度 $I^{B''}$ は英文報告の (20) で与えられる。$\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$，$\kappa_a=0$ および $\sigma_2=0$ の場合について Z_0 の幾つかの値に対して $I^{B''}$ の x による変化が計算され，英文報告の第14図に示されている。これらの強度変化は，例えば，一定高度の測線が海岸線を垂直に横断している場合に測定される。

この場合に，添字1で表わされる線源の上空では境界内の近くでも強度—高度曲線の形はあまり変わらないが，添字2で表わされる品位 $\sigma_2=0$ の線源の上空では強度—高度曲線の形は著しく変化し，高度が増加すると強度が逆に増加するところがある。1つの測線に沿つての測定値から作られる強度—高度曲線は，測線の高度が一定のとき強度軸(縦軸)に平行な直線となり，測線の高度が $\sigma_2=0$ の線源の方向へ一定の割合で減少するとき1つの極大をもつ曲線となる(第7図)。



第 7 図 2つの実質的に広い線源の境界付近での強度—高度曲線
Intensity-altitude curves over the boundary of two effectively broad sources

4.3 表層の影響

半無限体が品位の異なる表層で覆われている場合の計算式は英文報告の(13)および(14)に示されている。そこでは次のような記号が用いられている。

$I^{B'}$： 層別された半無限体による γ 線強度

σ_r： r 番目の層の品位

μ_r： r 番目の層の線吸収係数

κ_r： r 番目の層の散乱の常数

Z_r： r 番目の層の下の境界からの検出器の高さ

m： 層の数

こゝで，m 番目の層の厚さは無限体である。これらの場合には地層に関する常数と空気に関する常数とを独立に与えなければならない。こゝでは $\mu_1=\mu_2=0.2\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_1=\kappa_2=1.0$ とした。この吸収係数の値はやゝ大きすぎると思われる。人工放射性層を含む模型坑井で幾つかの検層用検出器によつて実験した結果から求めた吸収係数の値が 0.2cm^{-1} であつたので，この値を採用した。また空気の常数としては，$\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a=0$ と $\mu_a=4.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a=0.614$ との2組の値を用いた。

表層の厚さを 1 cm および 10 cm とし，$\sigma_1=0$，$\sigma_1=\sigma_2/2$，$\sigma_1=2\sigma_2$ および $\sigma_2=0$ の4つの場合について強度—高度曲線を計算すると英文報告の第8図のようになる。厚さ $d=1$ cm で $\sigma_2=0$ の場合と $d=10$ cm で $\sigma_1=0$ の場合とを除いて，強度—高度曲線の形はあまり変化しない。$d=1$ cm で $\sigma_2=0$ および $d=10$ cm で $\sigma_1=0$ の場合は他の場合と異なつて，強度が相対的に著しく

註3) U. S. Geological Survey で使用されている装置と同様な，特殊な抵抗変化を与える可変抵抗器による入力回路をもつ差動増幅器である。
強度の対数と高度とがほゞ比例するから，計算尺の片側の目盛を改造することによつて高度補正用計算尺を作ることもできる。

減少し，曲線の形が空気の常数によつて変化する。これらの結果によれば，厚さが 10 cm 程度の表層は広い線源とほとんど同等で無限に厚いと考えてよい。したがつて実際の線源はたいてい無限に厚いとして取り扱つてよいと考えられる。

表層として最も普通に考えられるものは風化層である。例えば，花崗岩質岩では風化によつて放射能強度が減少することが知られている。しかし風化によつて品位 σ が地表面から数 cm の厚さのところで数分の1になるというようなことはないと考えられるので，一般に風化層は σ の一様な無限に厚い線源として取り扱うことができるであろう。また，水を引いた水田は $\sigma_1 \fallingdotseq 0$ のかなり厚い層で覆われているとみなされる可能性があるが，原則としてこのような地域は探査の対象とはならない。

ところが，最近バックグラウンド放射線研究班などによつて，放射性降下物(fall-out)が地表面から厚さ1cm位の間に吸着されてきわめて薄い層をなしていることが発見された[5]。このような表層の影響によつて強度—高度曲線が変化することは充分予想される。しかしこのような人工放射性元素の γ 線エネルギスペクトルは自然放射性元素のそれと非常に異なるので，天然放射性元素の場合と同じ常数を使つて計算することはできない。したがつて，放射性降下物の薄い表層による強度—高度曲線の変化を論ずるためには，このような表層の状態がよくわかつているところで実験を行なう必要がある。

4.4 地形の影響

次に，理想的な地形による γ 線強度を求める。まず二次元的な尾根あるいは谷を考え，次のような記号を附加する。

I^R あるいは I^V：それぞれ理想的な尾根あるいは谷による γ 線強度

Z_0'：検出器を含む平面の尾根の稜線または谷の底からの高さ

α および β：尾根または谷を形成する平面と水平面とのなす角

ξ_1 および ξ_2：検出器と2つの表面の交線とを含む平面が検出器と表面への垂線とを含む平面となす角

x：検出器から2つの表面の交線までの水平距離

計算式は英文報告の(24)ないし(35)に示されている。

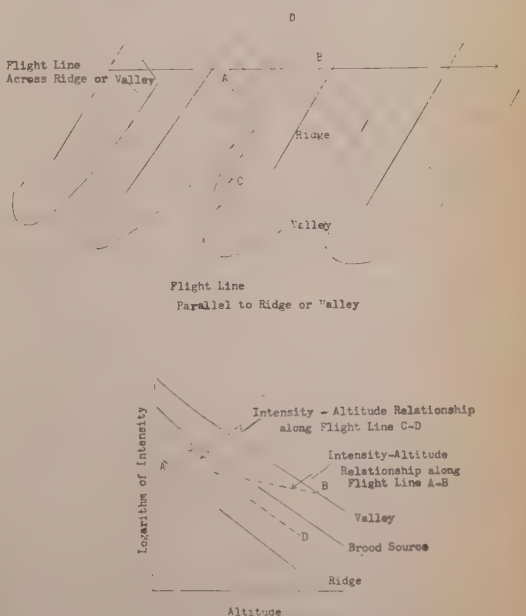
地形の影響は検出器が尾根の稜線あるいは谷の底の直上にある場合に最も著しい。したがつて，このような場合について $\mu_a = 3.5 \times 10^{-5}$cm および $\kappa_a = 0$ で $\alpha = \beta$ として，いくつかの α の値について強度—高度曲線が求められた。

次に，理想的な山の場合として円錐の頂点の上空に検出器があるときの γ 線強度を考える。検出器の円錐の頂点からの高さを Z_0，水平面と円錐面とのなす角を α とすれば，円錐による γ 線強度 I^M は英文報告の(36)のようになる。

$\mu_a = 3.5 \times 10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a = 0$ として α のいくつかの値について強度—高度曲線が求められた。

これらの高度—強度曲線は英文報告の第22図に示されているように，低空を除いていずれも広い線源に対する高度—強度曲線にほとんど並行している。したがつて理想的な地形の影響を受けている γ 線強度と，広い線源による強度との比は高度にほとんど無関係で，地形表面の傾斜面に依存する。この比は地形補正係数ともみなされ，尾根や山の場合の方が谷の場合よりも地形の影響が著しい。

さて，ほぼ水平な測線が尾根や谷を垂直に横切つている場合を考えると，尾根の上空では高度は低く，γ 線強度は同じ高度における広い線源による強度より小さく，谷の上空では高度は高く γ 線強度は同じ高度における広い線源による強度より大きい。したがつて，実際に測線に沿つて測定した資料から強度—高度曲線を求めると，広い線源に対する強度—高度曲線より緩やかな傾斜を示す(第8図)。また，尾根や谷の方向に平行で高度が変化するような測線に沿つて測定した資料から，強度—高度



第 8 図　測線と地形との方向による強度—高度曲線の傾斜の変化の説明

Interpretation of variation in the intensity-altitude relationships with topography

曲線を求めると，広い線源に対する強度—高度曲線と同じ傾斜を示すはずである。すなわち，測線および地形の方向の関係によつて観測値から求められた強度—高度曲線の形は見掛け上変化する。また孤立した山の上空を飛行する場合にも強度—高度曲線が見掛け上緩やかな傾斜を示すはずである。

このような強度—高度曲線の形の見掛け上の変化は実際に認められた。たゞし，谷の上空ではこのような地形の影響が強度—高度曲線の上で明瞭に認められる場合はほとんどないようである。これは，谷による地形の影響は尾根や山の場合に較べて小さく，実際には理想的な連続した谷がないこと，谷は一般に風化物で埋められ品位 σ が減少している傾向があることなどによると考えられる。

現在地質調査所で使用しているような双発飛行機で安全に探査飛行ができる地域は，高度 500 m 程度の山が散在している程度の山岳地帯で，地形図から読み取られる傾斜は 10～30° ぐらいである。この程度の山岳地帯では地形の影響はあまり著しくなく，全面的に地形補正を行なう必要はないと考えられる。もちろん，測定結果を解釈するにあたつて地形の影響があることを忘れてはならない。

4.5 空気中の放射性物質

実測値に高度補正を施したり，実測値から強度—高度曲線を求める場合においては，まず測定された計数率のうちから地層からの γ 線による部分だけを取出さなければならない。海水にはごく微量の放射性物質しか含まれていないので，海上における計数率は航空機の機体や空気中に含まれる放射性物質の影響や宇宙線の影響によるものであると考えられる。同一の測定器と航空機とを用いた場合には，海上における計数率は一般に空間的にも時間的にも変化しない。したがつて，測定された計数率からあらかじめ実測によつて定められた海上の計数率を差引くことによつて地層の放射能による計数率を求める。

もし空気中の放射性物質の量が探査地域において空間的・時間的に変化したにもかゝわらずその付近の海上の計数率が変化しないか，またはその変化に気付かないで高度補正を行なつたり，強度—高度曲線を求めたりすると，誤つた結果を得るわけである。

さて，空気中に放射性物質が一様に分布している場合に，その物質による γ 線強度は水平面である地表面からの検出器の高さを Z_0，空気中の放射性物質の濃度を σ_a とすれば，空気中の放射性物質による γ 線強度 I^A は

$$I^A=(1+\kappa_a)\frac{I_0\sigma_a}{2\mu_a}\{2-(\mu_aZ_0)\,\mathrm{E}_2(\mu_aZ_0)\}$$
$$-\kappa_a\frac{I_0\sigma_a}{2\mu_a}(\mu_aZ_0)\;\mathrm{E}_1\;(\mu_aZ_0) \qquad (9)$$

である。

3.3 で求めた常数 $(1+\kappa_1)I_0/(2\mu_1)$ の値がこの場合にも適用できるものとし，$\mu_a=3.5\times10^{-5}$cm および $\kappa_a=0$，さらに $\kappa_1=1.0$ および $\mu_1=0.2\,\mathrm{cm}^{-1}$ とする。放射平衡にあるU系列の1％は約 $3\times10^{-3}\mu$c/g に相当するから，$I_0=6\times10^6\mathrm{cps}\cdot\mathrm{cm}^{-1}\cdot(\mu\mathrm{c/g})^{-1}$ である。U系列からのほとんどすべての γ 線は ^{222}Rn の崩壊生成物から放出されるから，上記の数値は ^{222}Rn の祖先が存在しない場合にも適用できる。地表付近の空気の ^{222}Rn 含有量は多くの研究者によつて測定されているが，最近川野が東京都下の田無で注意深い測定註4)を行なつた[11]。その結果を平均して地表付近の空気中の ^{222}Rn 含有量を 2.4×10^{-13} μc/g とし，これを σ_a に等しいとして(38)から I^A を求めると，高度 0 m，200 m および無限大においてそれぞれ 1.7×10^2，3.0×10^2 および 3.4×10^2cps となる。

海上の計数率は高度によつて変化しないが，計算結果は高度とともに増加する。σ_a が高度とともに減少するとすれば，I^A を一定にすることができる。^{222}Rn の含有量に関する限りこのような仮定の方がむしろ自然であろう。さて，地質調査所で実施されてきた空中探査において海上の計数率は 2×10^2cps でほゞ一定であつた。上記の計算結果と較べると，海上の計数率は空気中の ^{222}Rn 崩壊生成物の寄与によるものと思われる。ところが空気の ^{222}Rn 含有量は大きな変化を示すことが知られていて，空中における放射能強度が時間的に変化した例も発表されている[12]。また空中に浮游する人工放射性物質の影響も見逃すわけにはゆかないであろう。

したがつて，空気中の放射性物質の量の変化によつて高度—強度曲線の見掛け上の変化が起こることを否定することはできない。しかし，空気中の放射性物質の影響については，高度数 100 m 程度の上空における γ 線強度と直接比較できるような資料が充分でないので，詳しい議論を進めることは現在のところ不可能であると思われる。

4.6 指向性の影響

ついでに，検出器に指向性のある場合について広い線源に対する強度—高度曲線を調べてみよう。最も興味の

註4) ^{222}Rn を電離箱へ導いて放射能を測定するさいに水分や崩壊生成物を取去るために吸着剤を使用する。ところが，吸着剤によつて ^{222}Rn も吸着されることが指摘された。川野は吸着剤の影響を検討して吸着剤を用いない標準電離箱を作製した。

ある指向性は遮蔽型であつて，有効部分の開きの角 $\theta°$ が 60°，45° および 30° の場合について(9)によつて計算した。$\cos^n\theta$ 型で $n=1$ の場合も計算した。これらの計算において $\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a=0$ とした。計算結果は英文報告の第9図に示されている。

このように検出器が鉛直方向に感度が高くなるような指向性をもつ場合には，強度—高度曲線の傾斜は無指向性の場合より緩やかになる。とくに遮蔽型の場合には低空においてこの傾向が著しい。この結果は，小型の飛行機やヘリコプターを使つて低空で測定する場合に，検出器を遮蔽して指向性をつけると高度測定の誤差が大きくてもその影響を受けないことを示している。たゞし，地表から高度 50 m 程度のところまでの強度と高度との関係についてはまだ実験が行なわれていないので，実際に応用する場合にはまず強度—高度曲線を実測する必要がある。

5. 空中における γ 線強度の分布

5.1 小さな厚い線源

放射性鉱物の露出のように狭い線源による γ 線強度の異常について調べるために，まず小さな厚い線源，すなわち無限に厚く表面積の小さい線源による γ 線強度の分布を求めよう。小さな厚い線源による γ 線強度は厚い線源に対する基本式(7)あるいは(8)から計算できる。

検出器が一定高度 Z_0 で直線に沿つて動く場合を考え次の記号を追加する(第4図)。

I^T: 小さな厚い線源による γ 線強度

x: 水平な地表面に鉛直に投影された検出器の経路，すなわち測線の投影に線源の中心から下した垂線の長さ

y: 測線の投影に線源の中心から下した垂線の足と，検出器から下した垂線の足との間の長さ

dS: 小さな厚い線源の表面積

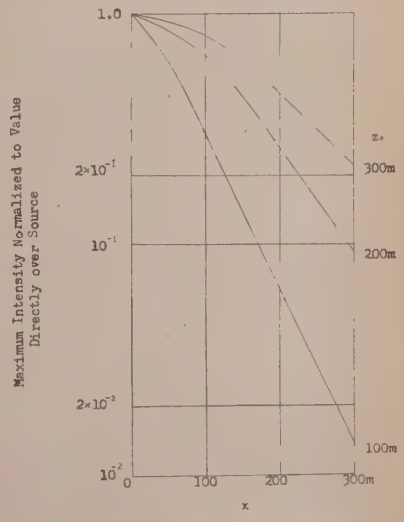
これらの記号によつて厚い線源に対する基本式を書直して，

$$I^T=\frac{I_0\sigma}{A\pi\mu_1}\{(1+\kappa_1)+\kappa_a\mu_a\sqrt{x^2+y^2+Z_0^2}\}\frac{Z_0\ e^{-\mu_a\sqrt{x^2+y^2+Z_0^2}}}{\sqrt{(x^2+y^2+Z_0^2)^3}}dS \qquad (10)$$

となる。この式によつて $\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a=0$ として高度が一定の場合の γ 線強度分布が $Z_0=50\sim300$ m および $x=0\sim300$ m の範囲で計算された。γ 線強度分布の特性を表わす量として，例えば，半値幅および最大強度と同じ品位の広い線源による強度との比をとり，英文報告の第16図および第17図に示すように，これらの量と x および Z_0 との関係を求めておけば，実際の γ 線強度の記録と比較して異常強度の解析をすることができる註5)。しかし，この場合には品位 σ と線源の表面積 dS との積が推定され，この両者を独立に求めることはできない。

ところで，(39)が適用できるような線源の表面積の限界は一定高度について検出器が線源の直上にある時に最小であるはずである。いま線源の表面が円形であるとき，すなわち円状線源の場合に，円状線源に対する式(20)と小さな厚い線源に対する式(39)とによつて計算した結果の差が5％以下であれば，(39)が使用できるとすれば，面積の限界は約 $0.2Z_0^2$ であつて，円状線源の直径で表わせば約 $0.5Z_0$ となる。

空中探査において測線間隔を決めるにはいろいろな考え方ができるのであつて，例えば英文報告の第12図に示したような広い線源と同等な円状線源の直径を測線間隔とすることができる。また，小さな厚い線源による γ 線強度の最大値が，線源が測線の鉛直下にある場合の例えば $^1/_{10}$ あるいは $^1/_5$ となるような線源の位置の測線からの最小水平距離の2倍を測線間隔とすることもできる。高度を 200 m とすると，最大値が $^1/_{10}$ となるような測線からの距離は約 300 m，最大値が $^1/_5$ となるような測線からの距離は約 230 m である(第9図)。したがつて高度を 200 m とすると測線間隔は 500 m 程度にと



第9図　小さな厚い線源による最大強度の測線と線源との地上距離による変化

Variations of the maximum intensities from the small thick source with the ground distance between the source and flight lines

註5)　線源が斜面の上にあつても，線源の表面を $Z=0$ の面として x および Z_0 を決めればこれらの図を適用することができる。

ればよいことになる。

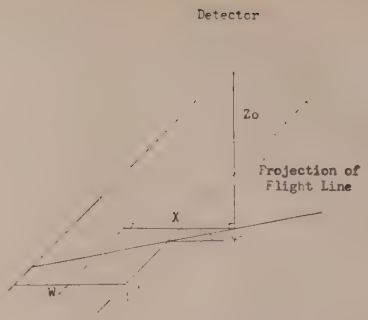
鉱床の露出のような狭い線源による異常をよく検出することが望ましいので，上記の2つの測線間隔の決め方のうち後者の考え方を採用した方がよいと考えられる。そうすると測線間隔が狭くなり，探査飛行のさいの目標に乏しくまた見通しの悪い山岳地帯では理論的に導かれる測線間隔を保つことが困難になる。したがつて，測定間隔の決定は飛行技術によつて影響され，また探査の能率や経済的な考慮に支配されることが多い。

さて，小さな厚い線源の例として鉱床の露出のようなものをあげたが，空中において検出されるためには地表でかなり広い範囲に拡がつている必要がある。また，ウラン鉱床が露出している場合には風化によつて地下深くに潜在している部分より品位が低く，その代りに放射線強度の異常を示す部分が，露出の周囲に拡がつている場合が多いと思われる。そしてそのような鉱床の露出の品位 σ は 0.01 % eU 程度であろうと考えられる。周囲の岩石の品位が 0.001 % eU であつて，鉱床の露出すなわち小さな厚い線源がちようど測線の真下にあるとき，それによる 200 m の高度における γ 線強度の最大値が周囲の岩石による γ 線強度いわゆるバックグラウンドの10倍であるためには，線源の面積は約 11,000 m² でなければならない。また，バックグラウンドの2倍であるためには約 1,200 m² の拡がりをもたなければならない。したがつて鉱床の露出を 200 m の高度から探知することは非常に困難であろうと考えられる。

5.2 無限板状線源

次に，狭い線源の特殊な場合，あるいは拡がつた線源と狭い線源との中間的な場合として，無限板状線源を考えよう(第10図)。

線源の幅を W，検出器の高度を Z_0，検出器と線源の中心線との間の最小水平距離を x とし，検出器の経路と線源の中心線とのなす水平面上の角を Ψ とすると，無限板状線源による γ 線強度 I^1 は，



第 10 図　無限板状線源
Infinite slab source

である。この式によつて $\mu_a=3.5\times10^{-5}\text{cm}^{-1}$ および $\kappa_a=0$ として高度が一定の場合の γ 線強度分布が $Z_0=50\sim300$ m および $W=25\sim300$ m の範囲で計算された。

γ 線強度分布の特性を表わす量として半値幅および最大強度と同じ品位の広い線源による強度との比をとり，英文報告の第19図および第20図のようにこれらの量と W および Z_0 との関係を求めておけば実際の γ 線強度の分布と比較して異常強度の解析をなすことができる註6)。測線と線源の中心線とのなす角 Ψ は相隣る測線における異常強度の位置から求められる。測線と線源とが垂直に交わるときに，高度に対して線源の幅が広ければ，半値幅は線源の幅に等しい。

無限板状線源による γ 線強度分布は測線と線源とが垂直に交わる時には小さな厚い線源によるそれに比較してむしろ急激な変化を示す。小さな厚い線源の場合に線源の位置が測線から外れるとともに γ 線強度の変化は急激に緩やかになるが，無限板状線源の場合には測線は必ら

註6)　これらの図は $\Psi=\pi/2$ の場合を示す。Ψ が任意の値をとる場合には，英文報告の第20図において x および W をそれぞれ $x\sec\Psi$ および $W\sec\Psi$ でおきかえる。

$2x\geqq W$ のとき，

$$I^1=(1+\kappa_1)\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\int_0^{\pi/2}\{E_2(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x-W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})-E_2(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x+W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})\}d\varphi$$
$$+\kappa_a\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\int_0^{\pi/2}\{E_1(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x-W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4}-E_1(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x+W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})\}d\varphi \quad (11)$$

であつて，$2x\leq W$ のとき

$$I^1=(1+\kappa_1)\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\left[E_2(\mu_aZ_0)-\frac{1}{\pi}\int_0^{\pi/2}\{E_2(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x-W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})+E_2(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x+W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})\}d\varphi\right]$$
$$+\kappa_a\frac{I_0\sigma}{2\mu_1}(\mu_aZ_0)\left[E_1(\mu_aZ_0)-\frac{1}{\pi}\int_0^{\pi/2}\{E_1(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x-W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})+E_1(\mu_a\sqrt{Z_0^2+(2x+W)^2\sec^2\Psi\sec^2\varphi/4})\}d\varphi\right] \quad (12)$$

ず線源の上空を通過するからである。現在までに発見された空中探査によるγ線強度の異常の大部分が，ある方向に長く続いた周囲より幾分品位の高い部分によるものであることは，上記のように無限板状線源やそれに近い線源によるγ線強度の変化が比較的急激で，いわゆる強度の異常として認められやすいということにもよっていると考えられる。

さて，こゝでは小さな厚い線源と無限板状線源とを扱つたが，空中探査の記録を定性的に取り扱うためにはこの2種類の線源によるγ線強度分布を調べておけば充分であろう。**5.1** で述べたように，1測線に沿つての測定結果だけでは一般に線源の品位と面積とを独立に求めることは不可能である。したがつて，A. Y. Sakakura[15] は次のような方法を呈出した。2つの相隣る測線に1つの線源による異常が認められた時，それらの異常の最大値とγ線強度変化を示す曲線の下の面積との4つの量を使つて，線源の型，面積および品位を求めるのである。彼は半値幅やγ線強度変化曲線の傾斜などは定量的な解析に適当していないことを示した。γ線強度変化を示す曲線の下の面積は，測定に用いられる計数率計の時定数の影響によつて曲線の形が変化しても，一定であるという特徴をももつている。Sakakura の計算においては基本的な考え方も基本的な常数を決めるための実験結果もほとんど同じであるから，その計算結果は地質調査所における空中探査にも応用できるはずであるが，U. S. Geological Survey における探査の基準に従つて高度が500 feet の場合だけについて計算しているので，実際にはほとんど利用できない。

空中探査の異常の解析に関する計算の方法には，このほかにもいろいろ考えられている。例えば，G. Cowper[4] は小さな厚い線源によるγ線強度の分布をガウス分布曲線によつて置換えることによつて，レーダーの応答の研究に用いられている計算法を応用できるであろうということを指摘した。このような方法による研究はソビエトにおいても行なわれている[19]。また，重力探査の地形補正の場合のように，地層を多くの細かい部分に分割して計算する方法が瀬谷[17]によつて検討されている。ソビエトにおいてはこのような方法の研究も行なわれているようである。

6. 秋田県および新潟県における空中放射能探査

6.1 目的・位置・地形および地質

秋田市東北方の太平山およびその西方の山岳地帯，秋田市およびその南方の油田地帯および新潟県西山油田付近において，昭和33年8月に空中放射能探査の実験を行なつた。

太平山およびその隣接地区においては，従来空中探査が実施されていない急峻な山岳地帯における探査の可能性を検討し，併せてその地域に露出する岩石の放射能強度の測定を行なうことを目的とした。この地域には最高1,000 m 程度の山岳が連続し，南部の丘陵地域に向かつて急激に傾斜している。山岳地帯には先第三紀の花崗岩質岩が，それに接して丘陵地帯には新第三紀の堆積岩が分布している[14]。ほゞ東北に走る2つの主要な谷に沿つて2つの測線を設け，また，太平山を中心とする円周状の尾根に囲まれた部分において1つの測線を設けた(第11図)。

秋田市およびその南部の地域においては，現在使用している比較的大型の飛行機による局所的な探査に関する検討を行なうとともに，その地域に露出する岩石の放射能強度の測定を行なうことを目的とした。この地域の北部は水田を主とする平地で，南部は新第三紀の堆積岩で覆われている緩やかな丘陵地帯である[1]。東北および西北の方向の互いにほゞ直角な測線群によつてこの地域を覆つた。平行な測線の間隔は約1km である。また，一部で間隔 500 m の東西に走る測線を設けた(第11，15図)。

新潟県西山油田付近においても，秋田市およびその南部の地域と同様な目的で探査を実施した。この地域はおもに新第三紀の堆積岩が露出している緩やかな丘陵地帯で[14]，その東部は水田を主とする平地に接している。東北および東北東の方向の測線間隔約1km の測線群によつてこの地域を覆つた(第12，16図)。

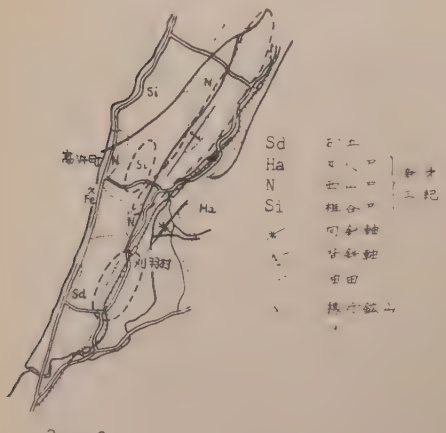
調査に使用した飛行機・測定器などは従来と同様である[9]。

6.2 秋田県太平山地区における飛行方法と測定結果

この地域は急峻な山岳地帯であつて，固定翼航空機で低空飛行を行なうことは非常に危険である。したがつて未明に基地を出発し払暁に調査地域に達するようにした。東北方向の谷に沿つた2つの測線では，高い尾根の上空から低い丘陵地に向かつて着陸する場合のように降下した。太平山を中心とする尾根に囲まれた地域においては，尾根とほゞ同じ高度でその内側を施回した。

このような山岳地域においては測線を確定するための目標がほとんどない。飛行中の目標として顕著な峰を選んだが，このような目標は飛行機の鉛直下にはないので，航空写真によつて撮影することはできない。したがつて，目視によつて定めた飛行経路を，航空写真に表われた尾根の時間的間隔によつて補正した。航空写真によ

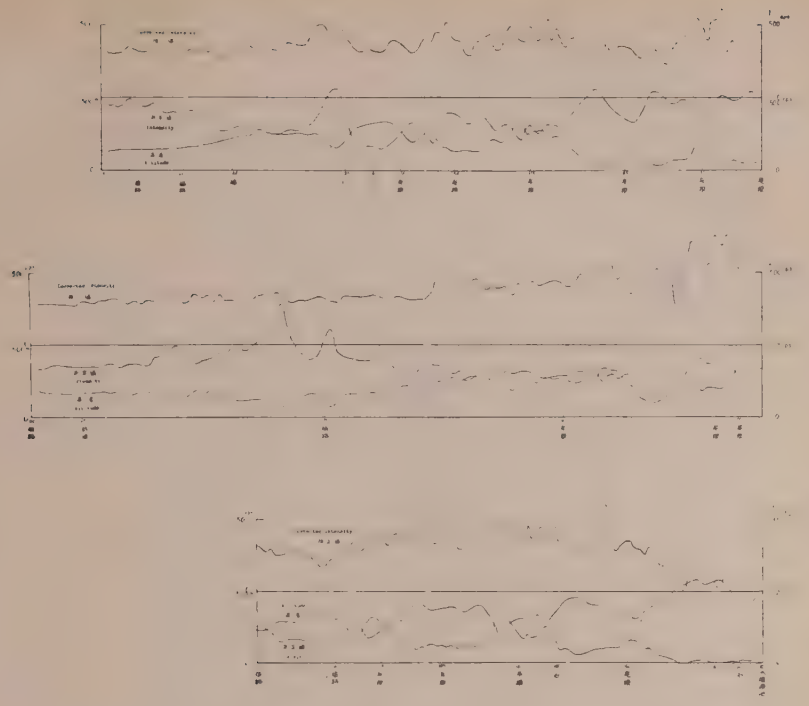
第 11 図 秋田県太平山地区および秋田地区付近の地質
Taiheizan and Akita districts, Akita prefecture (The areas limited by broken lines are oil fields.)



第 12 図 新潟県西山地区の地質
Nishiyama district, Niigata prefecture (The areas limited by broken lines are oil fields.)

ると尾根は一般に明瞭に認められるが，飛行機の対地高度が一定でないので尾根の高さや大きさを知ることができない。したがつて直ちに地形図と比較することができず，航跡の判定は非常に困難となる。山岳地域における探査はこのような点においても実施困難である。

測定結果を広い線源に対する強度—高度曲線によつて高度 200 m に補正する，すなわち地質調査所で行なわれている通常の高度補正[9]を実施すると，第 13 図のように丘陵地帯では補正結果の変動が少ないのに対して，急峻な山岳地帯ではそれが非常に大きい。そしてこれらの変動の多くが両地帯を通じて対地高度の低い尾根や山の上空で強度が減少するような傾向を示す（第 14 図）。したがつて，このような変動はおもに地形の影響によるものと考えられる。4.4 に示した理論的計算によれば，地形の影響によつて対地高度が低くなるとき強度が減少

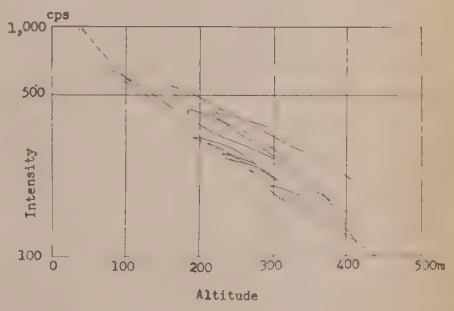


第 13 図　秋田県太平山地区空中放射能探査結果
Results of airborne radioactivity survey at Taiheizan district, Akita prefecture

し，対地高度が高くなるとき強度が増加する。補正結果は必らずしもそのような傾向を示さない部分もあるが，飛行機の垂直下の測線に沿つた断面の地形が主要な地形の影響を与えるとは限らない。重力探査で地形補正をする場合のように，地形を細かな部分に分割して地形の影響を計算することは可能であるが，**5.2** の考察によると分割する部分の表面積は飛行機の直下の付近では数 10 m 平方以下にしなければならないので，少なくとも 1/10,000 程度の地形図を使う必要がある。したがつて，ルーティンとして地形補正を行なうことは実際上不可能に近い。飛行機の航跡の決定が困難なこともまた地形補正の実施を困難にする。

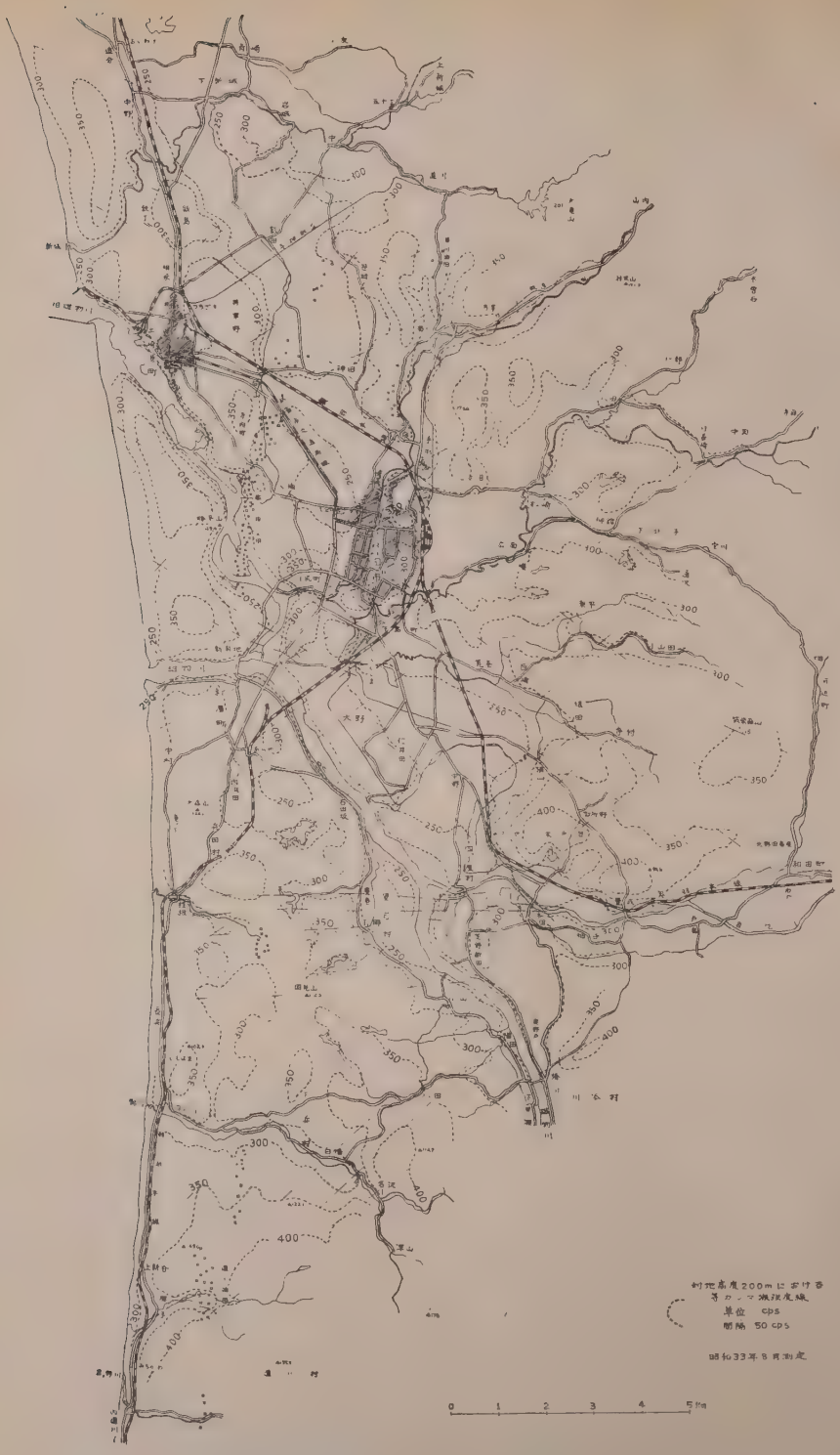
高度補正を行なつたγ線強度の細かい変動がおもに地形の影響によるものであるとすれば，この地域では先第三紀の花崗岩と新第三紀の硬質頁岩の一部で放射能強度がやゝ高いことが認められる。この硬質頁岩を横切る 2 つの測線のうち，1 つの測線で強度の増加が認められないのは，測線がちようど川の上を通過しているからであろうと考えられる。

6.3　秋田県秋田地区および新潟県西山油田地区における飛行方法と測定結果



第 14 図　秋田県太平山地区の測定値の一部から求めた強度―高度曲線
Actual intensity-altitude curves drawn by the data at Taiheizan district, Akita prefecture

局所的探査を行なうために測線間隔を狭くすると予定した測線に沿つて飛行することが困難になり，測線間隔が一定に保たれなくなつて，ある限度以上測線間隔を狭くすることが無意味になる。また高度を低下すると，目標の発見が困難になり，予定した測線を飛行することが不可能になる。秋田市およびその南方の地区および新潟県西山油田付近の地区では，このような制限から測線間



第 15 図　秋田県秋田地区空中γ線強度分布図
Distribution of gamma ray intensity at an altitude of 200 m in Akita district, Akita pref.ecture

第 16 図　新潟県西山地区空中γ線強度分布図
Distribution of gamma ray intensity at an altitude of 200 m in Nishiyama district, Niigata prefecture

隔を約 1 km, 高度を平地でほ約 150 m, 丘陵地帯の上空では 150～200 m とした。これらの飛行条件は特別な訓練を受けない操縦者によつて達成できる限界であると考えられる。

予定した測線に沿つてなるべく忠実に飛行できるようにするために，測線群に平行な鉄道線路や海岸線の上空を飛行して気流の影響を測定し，コンパスだけによつて飛行方向が保たれるようにして，地上の目標による飛行方向の修正をできるだけ少なくなるようにした。

測定結果は従来から行なわれている方法で高度 200 m へ高度補正を行い，その結果を 1/50,000 の地図上の等強度線によつて表現した(第 15 図および第 16 図)。等強度線を引くにあたつて，地形の影響を考慮した。測線が山や尾根を越す場合にみられる強度の減少は地形の影響による見掛け上のものと考えた。また測線が谷を越す場合には理論的には見掛け上強度が増加するはずであるが，実際にはほとんどすべて強度が減少する。これは自動車探査の場合についてもよく知られているように風化の影響であると考えられる。したがつて，谷に沿うように等強度線を引いたところが多い。また平地では水田や沼地は強度が低く部落の上空では強度が比較的高い。さらに大きな川や池あるいは海上では強度が急激に減少す

附 録 指 数 積 分 の 表

本表の精度は必ずしも充分ではないが本稿および英文報告(地質調査所報告 No. 188) 中の諸式を使用して計算を行なおうとされる方々の参考のために附け加えた。

x	$E_1(x)$	$E_2(x)$	x	$E_1(x)$	$E_2(x)$	x	$E_1(x)$	$E_2(x)$	x	$E_1(x)$	$E_2(x)$
0.001	6.3315	992.67	0.30	0.9057	1.5636	0.61	0.4454	0.4453	0.92	0.2513	0.1819
0.005	4.7251	194.275	0.31	0.8815	1.4845	0.62	0.4366	0.4310	0.93	0.2470	0.1773
0.01	4.0379	94.962	0.32	0.8583	1.4109	0.63	0.4280	0.4174	0.94	0.2429	0.1727
0.02	3.3547	45.655	0.33	0.8361	1.3424	0.64	0.4197	0.4042	0.95	0.2387	0.1684
0.03	2.9591	29.388	0.34	0.8147	1.2787	0.65	0.4115	0.3917	0.96	0.2347	0.1642
0.04	2.6813	21.349	0.35	0.7942	1.2192	0.66	0.4036	0.3795	0.97	0.2308	0.1600
0.05	2.4679	16.556	0.36	0.7745	1.1635	0.67	0.3959	0.3678	0.98	0.2269	0.1560
0.06	2.2953	13.402	0.37	0.7554	1.1114	0.68	0.3883	0.3567	0.99	0.2231	0.1523
0.07	2.1508	11.169	0.38	0.7371	1.0625	0.69	0.3810	0.3459	1.00	0.2194	0.1485
0.08	2.0269	9.521	0.39	0.7194	1.0167	0.70	0.3738	0.3356	1.1	0.1860	0.1166
0.03	1.9187	8.235	0.40	0.7024	0.9734	0.71	0.3668	0.3257	1.2	0.1584	0.0926
0.10	1.8229	7.225	0.41	0.6859	0.9328	0.72	0.3599	0.3161	1.3	0.1355	0.0741
0.11	1.7371	6.4068	0.42	0.6700	0.8944	0.73	0.3532	0.3070	1.4	0.1162	0.0599
0.12	1.6595	5.7405	0.43	0.6546	0.8582	0.74	0.3467	0.2980	1.5	0.1000	0.0487
0.13	1.5889	5.1696	0.44	0.6397	0.8240	0.75	0.3403	0.2894	1.6	0.0863	0.0399
0.14	1.5241	4.6856	0.45	0.6253	0.7917	0.76	0.3341	0.2813	1.7	0.0747	0.0328
0.15	1.4645	4.2736	0.46	0.6114	0.7609	0.77	0.3280	0.2733	1.8	0.0647	0.0271
0.16	1.4092	3.9167	0.47	0.5979	0.7319	0.78	0.3221	0.2656	1.9	0.0562	0.0225
0.17	1.3578	3.6047	0.48	0.5848	0.7043	0.79	0.3163	0.2582	2.0	0.0498	0.01877
0.18	1.3098	3.3306	0.49	0.5721	0.6782	0.80	0.3106	0.2510	2.1	0.0426	0.0157
0.19	1.2649	3.0875	0.50	0.5598	0.6532	0.81	0.3050	0.2442	2.2	0.0372	0.01317
0.20	1.2227	2.8710	0.51	0.5478	0.6297	0.82	0.2996	0.2375	2.3	0.0325	0.0111
0.21	1.1829	2.6770	0.52	0.5362	0.6072	0.83	0.2943	0.2311	2.4	0.0284	0.00936
0.22	1.1454	2.5024	0.53	0.5250	0.5857	0.84	0.2891	0.2248	2.5	0.0249	0.0079
0.23	1.1099	2.3446	0.54	0.5140	0.5652	0.85	0.2840	0.2188	2.6	0.0219	0.00672
0.24	1.0762	2.2014	0.55	0.5034	0.5457	0.86	0.2790	0.2130	2.7	0.0192	0.0057
0.25	1.0443	2.0709	0.56	0.4930	0.5271	0.87	0.2742	0.2074	2.8	0.0169	0.00486
0.26	1.0139	1.9517	0.57	0.4830	0.5093	0.88	0.2694	0.2019	2.9	0.0148	0.0042
0.27	0.9848	1.8425	0.58	0.4732	0.4923	0.89	0.2647	0.1967	3.0	0.01305	0.00355
0.28	0.9573	1.7419	0.59	0.4636	0.4760	0.90	0.2602	0.1915			
0.29	0.9303	1.6499	0.60	0.4544	0.4603	0.91	0.2557	0.1866			

553.495:550.83(521.53)

岐阜県平瀬鉱山における核原料資源物理探鉱の研究報告

柴藤喜平* 飯田汲事** 佐野浚一*

Geophysical Prospecting Studies of Uranium Resources at Hirase Mine, Gifu Prefecture

by
Kihei Shibatō, Kumiji Iida & Shun-ichi Sano

Abstract

Geophysical prospecting studies for uranium minerals were prosecuted at Hirase molybdenite mine, Gifu prefecture in October 1957 and March 1958.

In the adit level:

The electrical anomalies of molybdenite veins were studied as a trial practice, and the veins were traced by the new electrical and radiometrical prospecting. These results of applied new prospecting methods were successfully finished.

Electrical and radiometrical corings of two bore holes also were done. As the result, typical anomalies were detected at the both holes by the spontaneous polarization method.

In the surface:

The expressions of anomalies of the veins were studied by the electrical prospecting methods. As the result, the typical spontaneous polarization anomaly was found in the liparite zone. Moreover, two or three small anomalies that will be caused by silicified zone were recognized. But any anomalies of the ore veins could not be found in the surface.

要　旨

本研究はまず坑内においてモリブデン脈の自然電位の徴候を確認し，次いで多くの脈を横切った2本の主要坑道において電気探鉱を行ない，それらの脈の電気探鉱に対する徴候を検討した。

これらの結果，自然電位法はモリブデン脈に対し有効であるが，比抵抗法は，脈がきわめて細く周囲の変質もないので，効果が少ないようであること，また放射能物質の分布は脈に附随して現われるものと，直接脈とは関係のないものとがあることを確認した。

またこの細いモリブデン脈の追跡に，新たに直流を流して，探査する方法を研究してみたが，割合顕著な異常が現われ成功した。

試錐孔の検層においても自然電位の異常と放射能異常とはごく一部を除いては，別個に現われ，したがって鉱脈の分布と放射性物質の分布とは一致しないことが明らかになつた。

地表からも既知鉱床上で物理探鉱を行ない，探査の可能性について検討した結果，自然電位法は，坑内では顕著に異常が現われたが，地表では，この鉱山の場合，鉱脈の上部に石英粗面岩のかぶりがあるため，その異常が大きくて，鉱脈による異常らしきものはみられなかつた。比抵抗法は，石英粗面岩と，花崗岩との境界も認められなかつたが，たゞ一部に珪化帯らしいものを推定することができた程度であつた。

1. 緒　言

本研究は核原料資源調査の一環として行なつたもので，季節的な問題と試錐の進行上の関係で昭和33年10月下旬に地表測定を，昭和34年3月中旬に坑内測定と検層とを行なつた。ここにこの2回の結果をまとめて報告する。

本研究は柴藤喜平・飯田汲事が地表測定を，佐野浚一・柴藤喜平が坑内の放射能測定を，柴藤喜平・本間一郎が

* 物理探査部
** 元所員

坑内の電気探鉱を担当し，福吉長雄が測量を担当した。

なお研究に際し住友金属鉱業平瀬鉱山の関係者に種々便宜を受けた。こゝに改めて深謝する。

2. 位置および交通

本研究地は，岐阜県大野郡白川村字平瀬にある。交通は、

岐阜 —高山線(約 25 km)→ 美濃大田 —越美南線(約 65 km)→ 北濃

美濃大田 —国鉄バス(約 35 km)→ 平瀬

であつて，平瀬から約 300 m で鉱山に達する。

第 1 図 位 置 図

3. 地質および鉱床

本地区の地質・鉱床については，高畠彰[2]，中沢次郎外[1]，および大塚寅雄註1) の報告がある。これらによると，鉱山付近の地質は黒雲母花崗岩・角閃黒雲母花崗岩および後者を貫ぬき，前者を覆う石英斑岩などがある。黒雲母花崗岩中には N18～20°E 方向に迸入するアプライト岩脈が所々に認められる。

今回の研究区域の地質は，区域の西部に黒雲母花崗岩が分布し，区域の中央部はそれを覆つて石英斑岩（粗面岩）が分布している。また区域の東端部は，その石英斑岩の上部に砂岩が乗つて分布している。そのおのおのの境界については，電気探鉱の結果の考察のところで詳記する。

花崗岩はほゞ N18～20°E 方向に sheard zone が発達し，いずれも平行裂か群をなし，鉱床はこの裂か群を充たした石英脈中に胚胎している。一般にモリブデナイトは脈の中央か母岩際に生成されている。

鉱脈の走向はほゞ N10～20°E，傾斜 80～90°N で脈幅は 1～60 cm で変化ははなはだしい。脈の延長は 300～400 m 追跡できるが，その間鉱脈生成後の小断層 (N30～60°W) に切られているところが多い。しかし鑿押中に脈を見失つてしまうほどの大断層は認められない。

鉱床と母岩との接触部付近では緑泥石化・炭酸化・絹雲母化作用がみられ，鉱床は母岩が珪化をうけることなく生成されたものと，珪化を著しくうけているものとがある。とくに後者は上部鉱床に多い。

また，石英斑岩も珪化作用を受けているところが多く，ごくわずかながら黄鉄鉱の散点するのがみられる。

4. 物理探査研究の目的

4.1 地表測定の目的

ウラン鉱床の型の内花崗岩中の細かい断層に沿つて貫入してできた含ウランモリブデン脈のような場合について，地表からの物理探査法の適応性を研究した。

4.2 坑内測定の目的

坑内においては脈の存在が明らかな箇所でその電気的性質を検討し，地表での測定結果の解析の資料とするとともに，これを基として坑内からの脈の探査追跡を行なうことを目的にした。また，坑内において放射能異常地帯を探すとともに，自然電位の異常と放射能異常との関係について考察した。

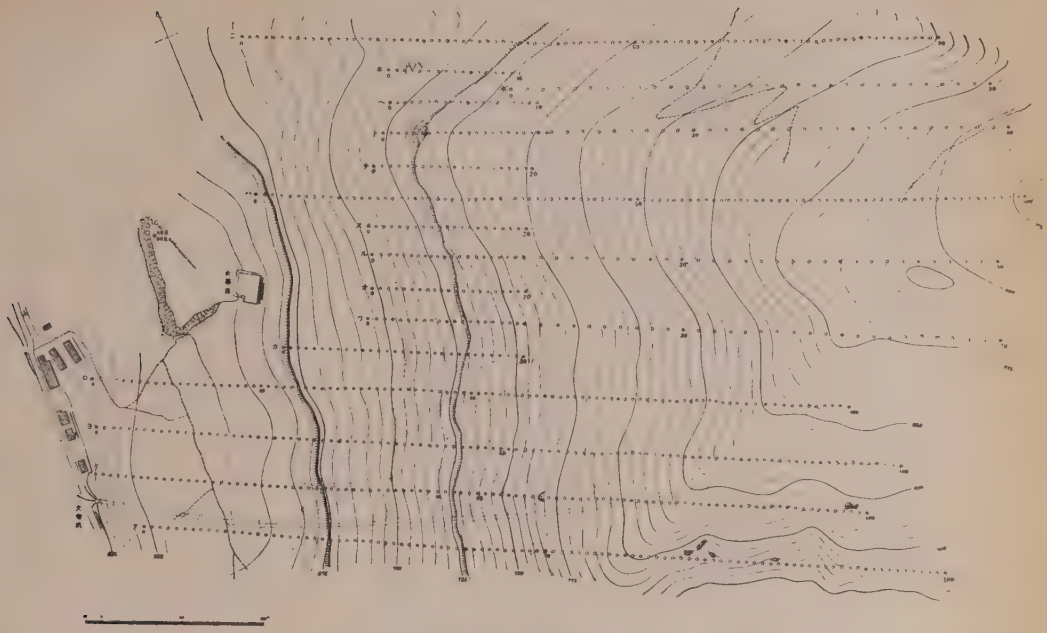
最後に試錐孔中の脈を探知するため，電位および放射能検層を行なつた。

5. 物理探査研究の方法

5.1 地 表

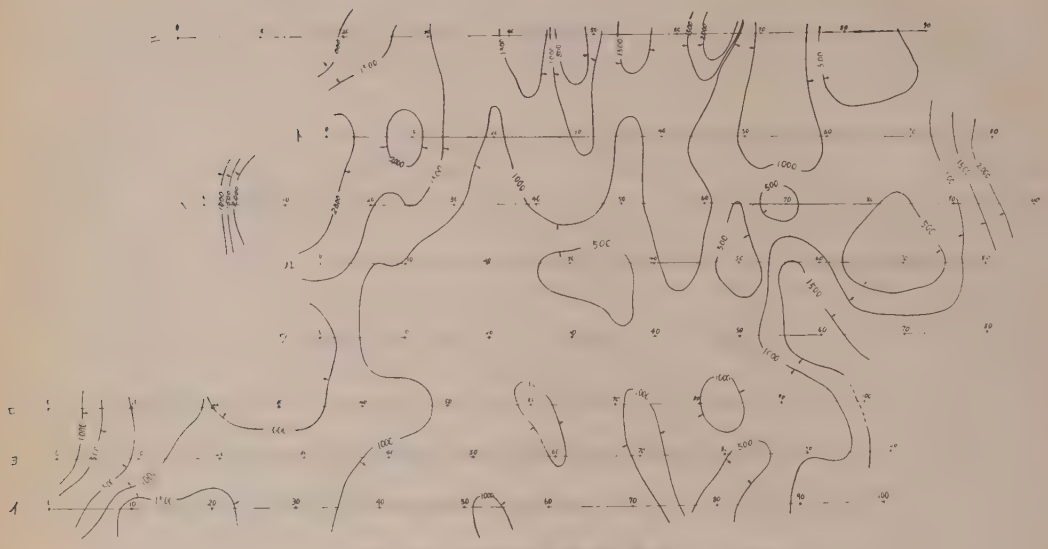
地表では第 2 図のように測線をとり，この各測線上を自然電位法は 5 m ごとに測定し，比抵抗法は 10 m ごとに電極間隔 10 m, 20 m, 40 m の 3 種について水平探査法を行なつた。

註1 大塚寅雄：岐阜県平瀬鉱山核原資源調査報告，未発表

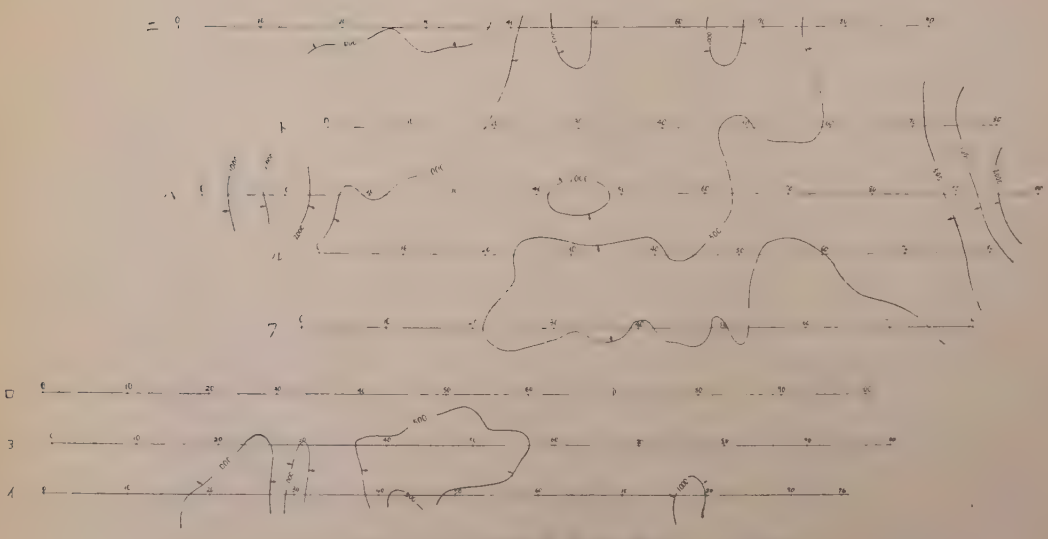


第 2 図　平瀬鉱山物理探査測線および地形図

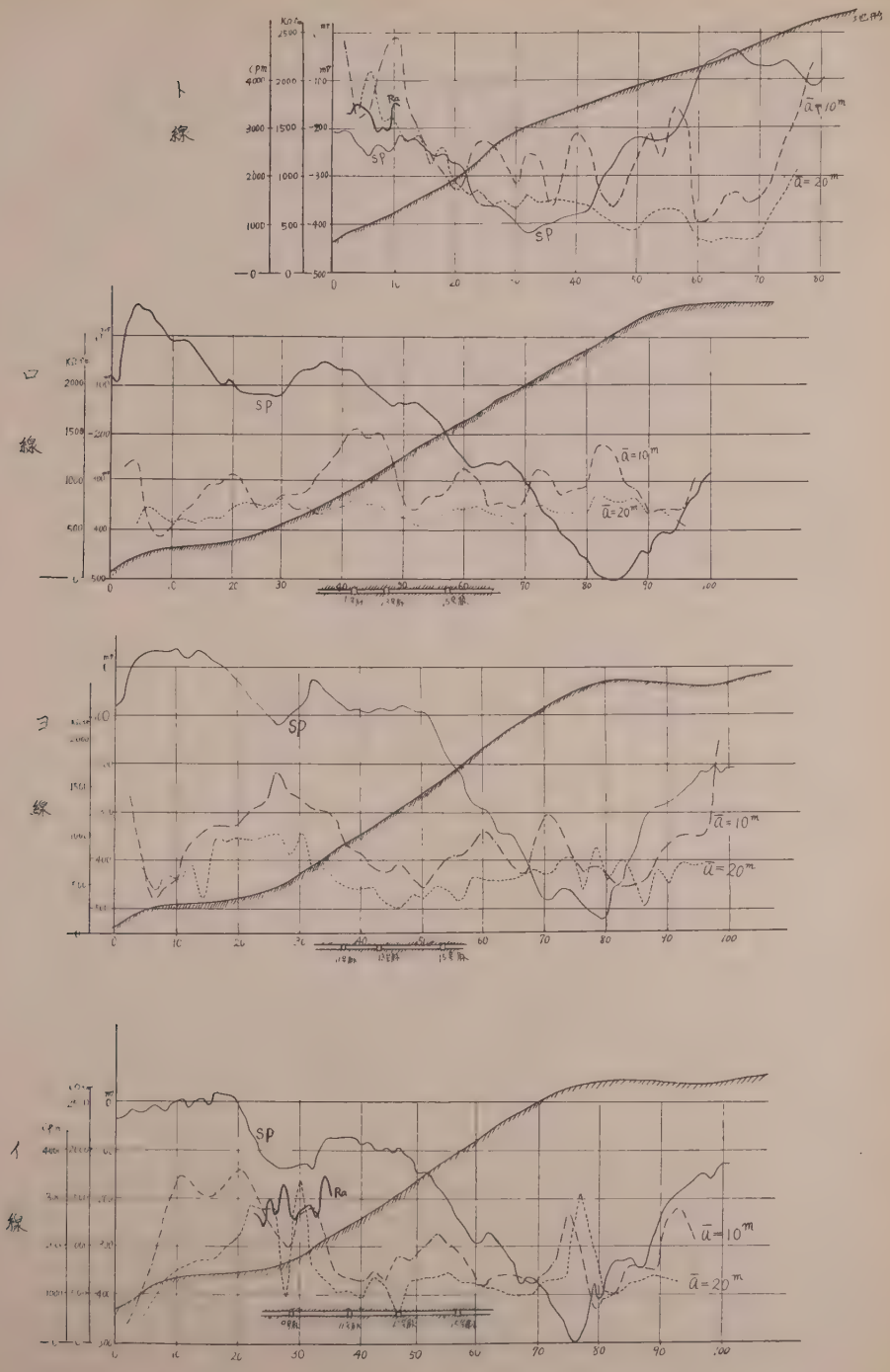
第 3 図　自然電位 Δ



第 4 図　比抵抗法(平均3極法)　　a=10 m



第 5 図　比抵抗法(平均3極法)　　a=20 m



第 6 図　自然電位・比抵抗および放射能強度断面図

放射能測定は電気探鉱の結果，必要と思われる特定の区域のみ約 30 cm 程度の表土をはぎとつて測定を行なつた。

5.2 坑 内

坑内において最も顕著に露出している六番坑のモリブデン脈について，脈およびその周辺の岩石の電位を測定した。

次に主要坑道すなわち大切坑と疎水坑とにおいて，その坑道が 8 号鏈，11 号鏈，13 号鏈等の主要脈を横切る時の異常について検討するために，自然電位法と比抵抗法とを行なつた。

また，六番坑において現われているモリブデン脈が，それよりおのおの約 15 m 位ずつ下部にある七番坑・八番坑において現われていないので，この脈の追跡を行なうためにこれらの 3 坑道で自然電位法および特殊な流電電位法を行なつた。

併わせて放射能異常の多いとされている六・七・八番坑道において，放射能測定(γ 線測定)を行ない，自然電位異常地帯と放射能異常との関連につき検討した。

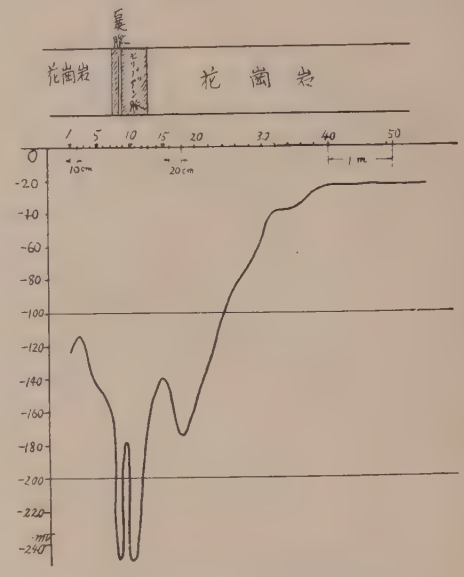
次に試錐孔中で自然電位(25 cm 間隔測定)・比抵抗(電極間隔 80 cm, 160 cm, 測定間隔 50 cm) および放射能測定(γ 線測定)を行なつた。

6. 物理探鉱の測定結果

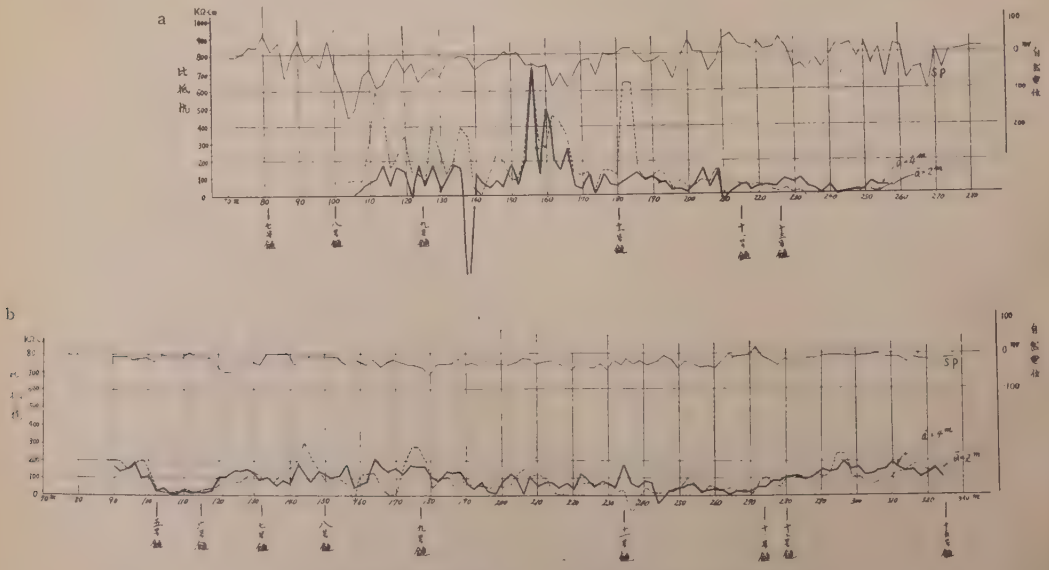
6.1 地表の測定結果

自然電位法の測定結果は第 3 図のようで，大体大きく分けて中央部の大部分から北西方へ延びた 200 mV 以下の負電位地帯と「イ—27」付近および「ル—10」付近に点々とある少範囲の負電位地帯とに分けられる。しかしこれらのどちらも地形とはなんら関係なく，山の中腹や割合平らな場所に現われている。

比抵抗法の結果は第 4 図と第 5 図のようで，2 種類の電極間隔の結果は大体類似しており「ハ—10」から「ト—10」にかけて，「ハ—100」から「ト—80」にかけておよび「イ—20」付近に高比抵抗地帯があり，「ニ—90」および



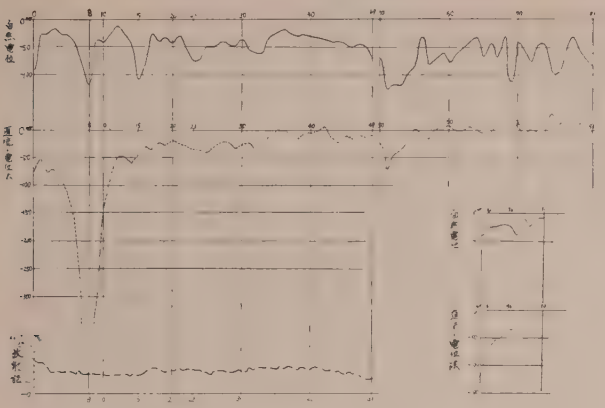
第 7 図 モリブデン脈における自然電位異常の測定



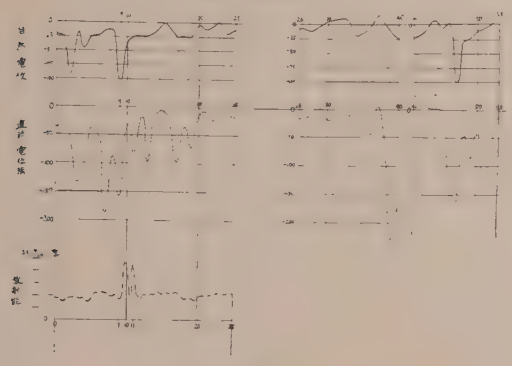
a) 大切坑自然電位比抵抗断面図　　b) 疎水坑自然電位比抵抗断面図

第 8 図 半 鉛 鉱 山 坑 道 測 定 結 果 図

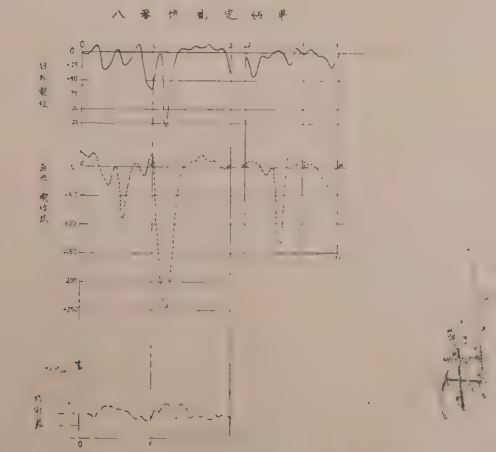
六番坑測定結果



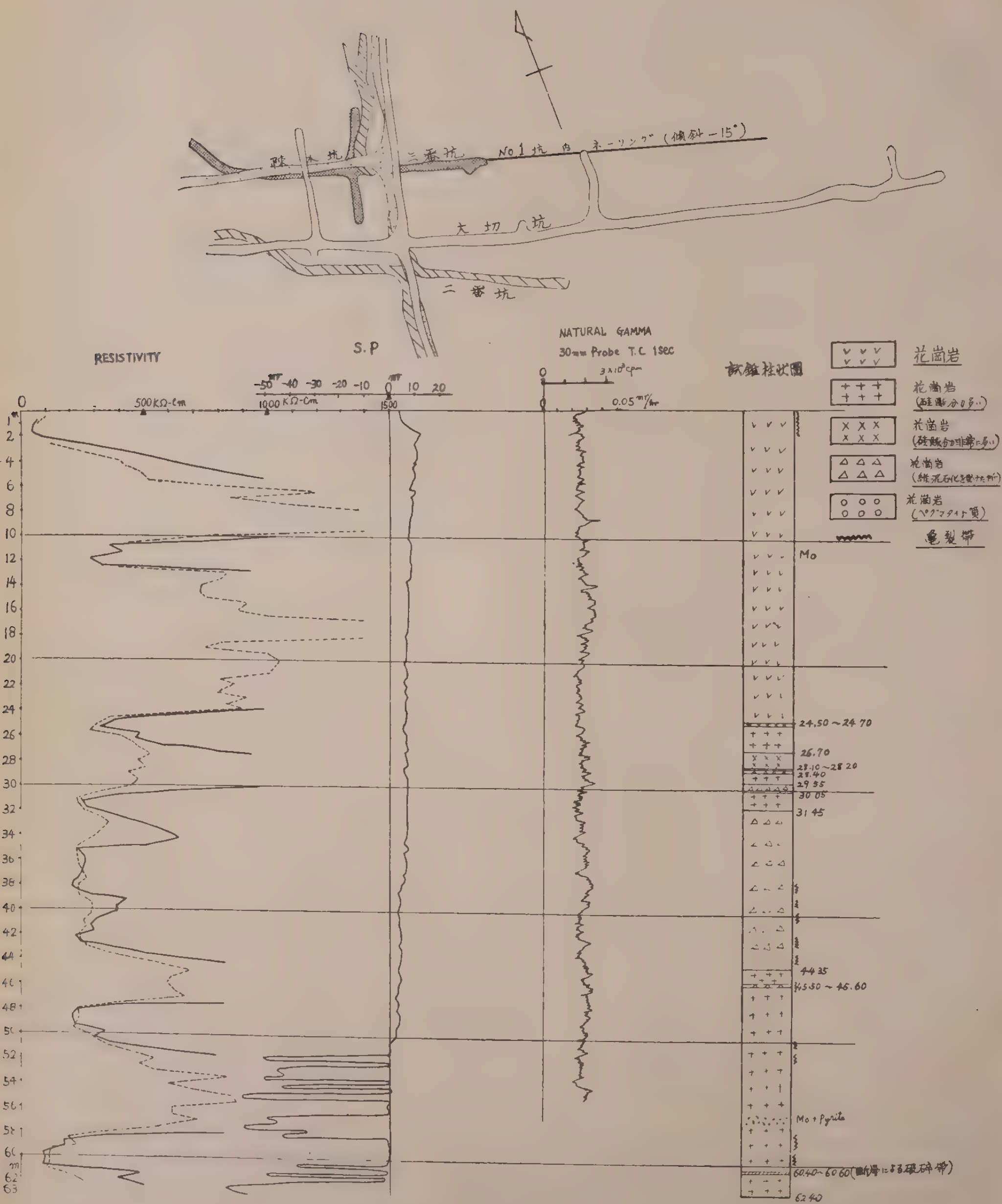
七番坑測定結果



八番坑測定結果

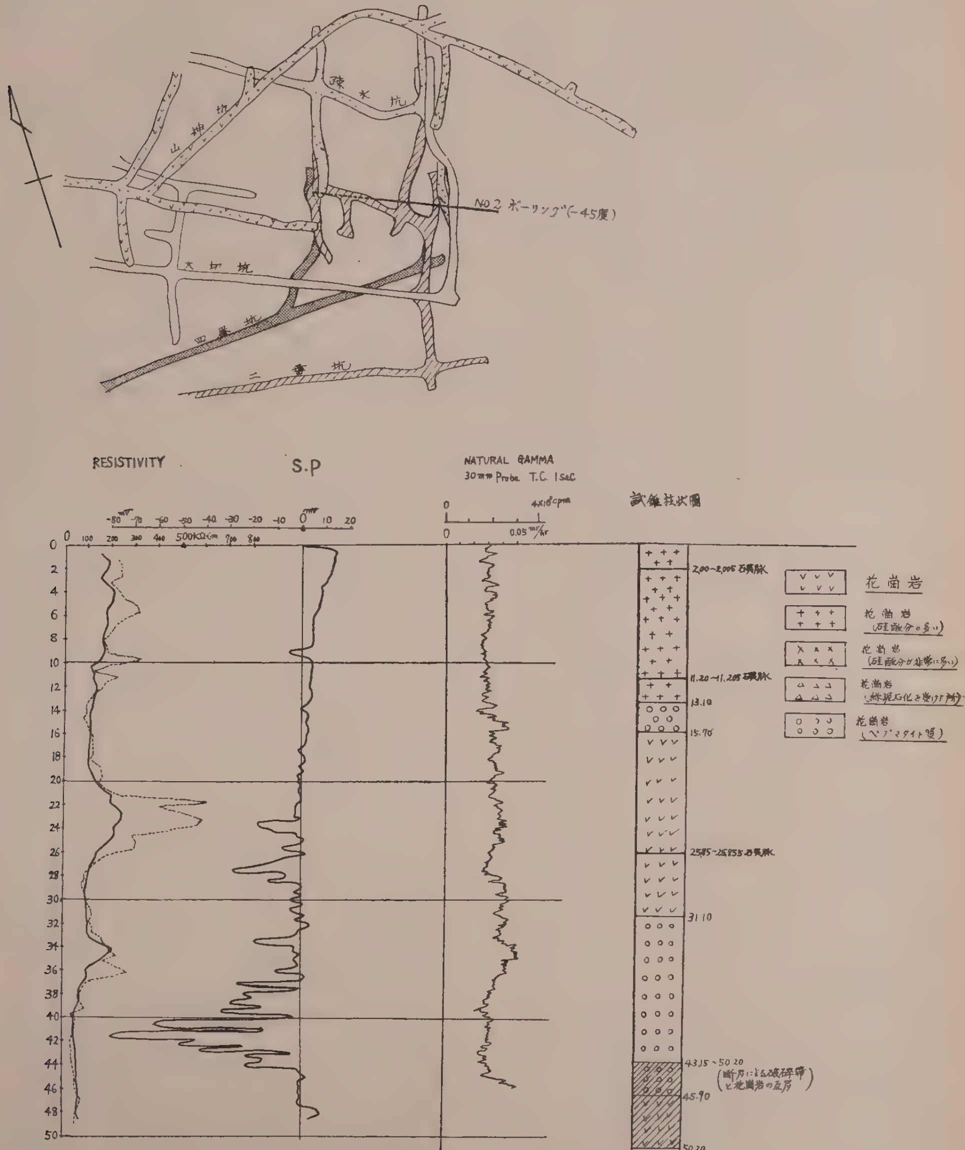


第 9 図　測 定 結 果



三番坑
No.1 坑内 ボーリング (傾斜 −15°)
大切坑
二番坑
RESISTIVITY
S.P
NATURAL GAMMA
30mm Probe T.C 1sec
試錐柱状図
500KΩ-cm
1000 KΩ-cm
1500
-50 -40 -30 -20 -10 0 10 20
0.05
花崗岩
亀裂帯
Mo
24.50～24.70
26.70
31.45
44.35
45.50～45.60
Mo + Pyrite
62.40

第 10 図



疎水坑
山神坑
No2 ボーリング(−45度)
大切坑
四番坑
二番坑
RESISTIVITY
S.P
NATURAL GAMMA
30mm Probe T.C. 1sec
試錐柱状図
花崗岩
花崗岩 (硅酸分の多い)
花崗岩 (硅酸分が非常に多い)
花崗岩 (緑泥石化を受けた部)
花崗岩 (ペグマタイト質)
断層による破砕帯と花崗岩の互層

第 11 図

「ル—70」付近より「ハ—70」,「ル—50」をすぎ「ル—30」に至る箇所は比較的低い比抵抗を示している。また「ニ—48」付近も割合急激に低比抵抗を示している。そのほか,小さい範囲の変化は所々にあるが,いずれも $a=10$m のみで,かつごく狭い範囲の異常である。

以上2種の方法での測定結果をおもな測線について断面をとつたものが第6図である。

この図には,地形断面のほかに大切坑主要坑道の位置とそれを横切る主要脈の位置とが書いてある。この図でわかることは,自然電位の負異常地帯も,比抵抗の比較的高い区域も地形とはつきりした対照関係をもたないが,自然電位と比抵抗とは局所的ではあるが,割合相関関係があるように考えられる。

次に放射能探査の測定結果は,第6図の「イ—23～35」,「ト—3～12」に断面で示した。

この断面のように地表における放射能強度の変化は自然電位の異常とはなんら関係を認められない。

6.2 坑内の測定結果

モリブデン脈による自然電位異常を知るために顕著に露出している六番坑壁のモリブデン脈を横切つて,自然電位を小さい間隔で測定した。その結果が第7図である。この測定は脈の上や,すぐ横は,10cm 間隔に,それから 20cm と拡めている。この図でわかることは,モリブデン脈の真上では非常に顕著に負異常を示し,周辺の岩石上に片側 2～2.5m まで異常を及ぼしているということである。

次に主要坑道(大切坑・疎水坑)に沿つてその横切つている主要脈等の電気的性質を調べるために,自然電位法および比抵抗法を行なつた。その結果は第8図のようで,疎水坑道は大略大切坑道の下部 15m を同じ方向に通つているものである。この図に横切つている主要脈の位置が示しているが,自然電位法・比抵抗ともに脈の位置にはとくに異常を示していない。

次に放射能異常のあるといわれている六・七・八番坑において,自然電位,特殊な流電電位および放射能の測定を行なつた。この結果が第9図で,この3坑道の関係は第9図の右肩に示してあるようで,六番坑・七番坑・八番坑はおのおの レベル差 15m あつて,六番坑の No. 8 にモリブデン脈の一部が大きく露出し,この脈はこの坑道の No. 0 から～No. 49 までみえがくれに断続している。しかるに七番坑,八番坑においてはこの脈の下部が坑道上でみつからない有様である。七番坑の No. 0～No. 25,八番坑 No. 0～No. 21 は同一のモリブデン脈で,ともに天井にみえがくれに断続して現われている。流電電位法は八番坑 No. 8 に直流を流して測定したものである。

放射能測定の結果,異常と考えられる地帯は六番坑は No. 0～No. 2 のモリブデン脈(粘土脈にモリブデンがきているところ)中に,七番坑は No. 9～No. 12 の石英脈中に,八番坑は No. 4, No. 5 および No. 12, No. 14 のモリブデン脈中に現われている。

自然電位法および流電電位法の結果は,六番坑においては自然電位異常地帯は No. 0, No. 8, No. 15, No. 23, No. 32, No. 53, No. 57, No. 69, No. 75, No. 81 付近である。これに対し流電電位法の異常地帯は No. 0, No. 8, No. 15, No. 50 である。

以上のうち No. 0, No. 8, No. 15, No. 23, No. 32 は脈に沿つた異常である。No. 50, No. 57, No. 69, No. 75, No. 81 はいずれも立入坑道の異常である。

七番坑道においては自然電位異常地帯は No. 2, No. 9, No. 47 である。これに対し流電電位法の異常地帯は No. 3, No. 7, No. 9, No. 11, No. 13, No. 17, No. 19, No. 39, No. 46～49, No. 51～52 である。

これらの異常のうち No. 2～3, No. 7～9, No. 11～13, No. 17～19, No. 47 はいずれもモリブデン脈に沿つたものであるが,No. 39, No. 51～52 はなんら坑道壁には現われていない。

八番坑道での自然電位異常区域は No. 3, No. 6, No. 10, No. 12, No. 23, No. 28, No. 34 である。これに対し流電電位法の異常は No. 4, No. 6, No. 12, No. 27, No. 34 である。これらのうち No. 3～4, No. 6, No. 10～12, No. 27 はいずれもモリブデン脈に沿つたものであるが,No. 34 はなんら坑道壁には現われていない。

次に検層の結果を第10図と第11図に示す。ともに図の上部に試錐の位置を示してある。第10図は三番坑の延先より−15° 傾斜で約 63m 掘進した試錐柱状図,および検層結果図である。

放射能測定(γ 線測定)はほとんど異常を認めないが,自然電位は 52m 以降は断続して割合顕著に負異常が現われている。試錐の結果ではこの付近にモリブデンに黄鉄鉱のついた岩芯がとれている。比抵抗はきわめて高低がはげしく,試錐柱状図と対比しても,岩種との関係はみいだされない。たゞ,試錐の結果亀裂の多い部分はおおむね低比抵抗を示している傾向がみられる。

第11図は四番坑より−45° に約 50m 掘進した試錐柱状図および検層結果図である。

放射能測定(γ 線測定)は 34～35m 付近にごくわずかに異常が認められる。

自然電位は 24m, 27m, 34m, 36～44m 付近におい

て割合顕著な負異常が現われている。

比抵抗は 22～24 m 間および 34～36 m 間において高い比抵抗を示している。

以上3種の測定において 34 m 付近は放射能異常，高比抵抗，負電位と3者が一致して負異常を示している。

7. 物理探鉱測定結果の考察

考察については解釈の関係上，坑内の結果から地表の結果に移ることにする。

坑内においてモリブデン脈自身が第7図のように顕著な自然電位異常を生ずることがわかる。しかるに主要坑道での測定結果は(第8図)自然電位も比抵抗もともに異常を生じない。これはこれらの坑道レベルではほとんどモリブデン脈が掘りつくされているためではないかと考えられる。

また，この自然電位の測定結果からわかることは，モリブデン脈がずつと下部のレベルにあつても，そのレベル付近に，脈がない場合は異常はきわめて小さいか，あるいはほとんど現われないということである。

次に第9図の六番坑での モリブデン脈 No. 8 の鏑先を七・八番坑で追跡するというために行なつた結果は，流電電位法で七番坑では No. 39 と No. 51～52 とが八番坑では No. 34 が六番坑の No. 8 の真下付近に異常として現われているので，おそらくこの位置に脈の延長がくるものと考えられる。たゞ，自然電位の異常がこの位置に現われていないのは，このレベルではモリブデン脈としては切れているためではないかと考えられる。また六番坑 No. 52 付近に自然電位・流電電位ともに割合顕著な異常が現われているのは，おそらく六番坑の No. 8 のモリブデン脈がこの方向にも延びているように考えられる。

また同じく第9図において放射能異常がごく小範囲ながら現われているが，この測点での自然電位の異常は種種である。すなわち放射能異常がモリブデン脈中で現われている六番坑 No. 1 付近および八番坑 No. 4, No. 5, No. 12, No. 14 の場合は，割合自然電位の異常分布と一致するが，放射能異常が石英脈中に存在するような七番坑No. 10, No. 11 の場合，自然電位異常分布とは一致しないことがわかつた。

検層の結果は第10図，第11図とも自然電位の異常が顕著である。これらの負異常は先述のようにモリブデン脈が非常に顕著な異常を生ずることから考えて，みのがすことのできない現象で，今後の探鉱に充分注意されることが望ましい。

とくに第11図の No. 2 ボーリングにおいて，34 m 付近は微弱ながら放射能異常があり，かつ比抵抗が高く，負電位異常が現われているので最も注目すべきであろう。

最後に地表の測定結果であるが，測定区域の大部分を占めている中央の－200 mV 以下の自然電位異常が何に原因しているかについては，確実な資料はないが，地質を参照すると，ちようどこの負異常位置は石英粗面岩の分布地帯と完全に一致している。そして山の裾に相当する「ニ—30」～「ヨ—20」より西側では花崗岩の分布区域と示されている。また「ニ—70」～「オ—80」より東側にかけては，玢岩の分布区域になつている。不幸にもこの3者の境は比抵抗の差があまり顕著でないので，比抵抗法では明らかにすることはできなかつた。

これから考えて測定区域の 中央を 占めている －200 mV 以下の自然電位の負異常地帯は，大局的に石英粗面岩の分布地帯と考えられる。これに反して「ヨ—27」および「ル—10」付近の局部的負異常地帯は，花崗岩地帯に入るので石英粗面岩の分布地帯ではないが，おゝむねこれらの負異常地帯は局部的ながら高比抵抗を示していることは前述したとおりである。これから推察して，なんらか抵抗の高い岩石がこれらの負異常に関係がありそうである。しかるにこれらの負異常がモリブデン脈の影響でないことは第6図の断面図において石英粗面岩の影響のない主要脈，11号脈，13号脈等の真上付近の 地表においてもなんらの S.P. を発生していないことから推察される。鉱脈でないとすれば，これらの高比抵抗を示す負異常は一応珪化等の影響を受け，負異常を生ずる可能性がある岩石が考えられる。

地質によると珪化を受けた岩石が石英粗面岩の中にも花崗岩の中にも分布している可能性が多いので，これらの岩石がその原因のように考えられる。

8. 結　論

モリブデン脈が自然電位の異常を顕著に生ずることがわかつたが，脈より少し遠ざかると急激に異常が小さくなる傾向が認められた。それで大切坑や疎水坑等の主要鏑を横切つた坑道でもそのレベルでは脈が掘りつくされていたため，自然電位異常は現われなかつたようである。

放射能異常のある六・七・八番坑においてγ線測定を行なつたが，各坑道ともごくわずかな異常が発見されたにすぎなかつた。またこの3坑道で脈の追跡を行なつたが，鉱体を一極とする特殊な流電電位法を用いることによつて成功した。

また，放射能異常と自然電位異常との関連性について

は、関連性がある場合と無い場合とがあることがわかつた。

検層の結果は自然電位の異常箇所として注目すべき箇所が現われた。とくに No. 2 ボーリングの 34 m 付近は放射能異常も認められた。

地表の自然電位測定結果では大局的には石英粗面岩地帯が大きな負異常を生じたが、そのほか局部的に負電位異常・高比抵抗の異常があり、これらは珪化を受けた岩石の影響によるものと考えられ、地表からの鉱脈の物理探査は非常に困難なものと解された。

(昭和 33 年 10 月および 34 年 3 月調査)

文 献

1) 中沢次郎・高瀬博：岐阜県平瀬鉱山輝水鉛鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 10, 1953

2) 高島 彰：岐阜県大野郡白川村水鉛鉱床調査報告，輝水鉛鉱緊急開発調査，調査資料 31, 1943

概　報

553.495 : 550.85(521.73)

奥丹後地方のウラン鉱
——ペグマタイトとこれに伴なう放射性鉱物——

原口九万*　武市敏雄*
塚脇祐次**　竹内忠雄*

Occurrence of Radioactive Minerals in the Pegmatites of the Oku-Tango District, Kyōto Prefecture

by
Kuman Haraguchi, Toshio Takeichi, Yūji Tsukawaki & Tadao Takeuchi

Abstract

In the pegmatites of the Oku-Tango district, Kyōto prefecture, radioactive minerals such as "Kobe-ishi" (a variety of euxenite), fergusonite, zircon, tscheffkinite, monazite and allanite had been studied mainly from the chemical standpoint by late Prof. J. Takubo.

In the first study prosecuted in August 1955, the writers have newly found "uraninite-like mineral" and uranium bearing reddish brown zircon in small ore-pockets of the Oro pegmatite.

This "uraninite-like mineral" may be considered as a mineral of uraninite-thorianite series from the results of spectroanalysis and intensity of radioactivity measured by Laulitsen-detector.

The reddish brown zircon always associated with uraninite shows more higher content of U_3O_8 than the dark brown zircon, already known as "Oro-ishi" (U_3O_8 3%).

The detailed geological and radiometric studies for two important deposits in the Oro and Kobe areas were prosecuted in November 1955.

A tongue-like or belt-shaped aplite runs in the pegmatite and the uraninite always occurs as fine grains in small ore-pockets which found in the pale reddish microcline parts. Radioactivity of those parts is extremely high.

A count-map was projected about the northwestern slope of the Kobe pegmatite in which equi-count lines have been described.

A portion of white-colored microcline shows below 200 counts per minute, while that of reddish-colored microcline is above 500 counts at least, occasionally up to 1,000 or 2,000 counts, in which "Kobe-ishi" and the other radioactive minerals are easily found.

Radioactive minerals from the Oro and Kobe pegmatites are very small in amount, and are not workable.

Many pegmatites and quartz veins are found in Naka-gun and adjoining district.

Geologically speaking, all pegmatites of this district are distributed in NW and NE directions, which coincide with tectonic lines such as directions of faults, dikes of andesite and quartz porphyry or joints of granites.

In this paper, the writers described on the parent rocks (biotite-granite), general characters of the pegmatites and radioactive minerals, paragenesis of ore minerals and their alterations.

* 元所員
** 大阪駐在員事務所

要　旨

京都府中郡下のペグマタイトに伴なう稀元素鉱物について概査を行ない，大呂ペグマタイト中から従来知られ

たもののほか「閃ウラン鉱様鉱物」を発見し，同時に地方に分布するペグマタイト鉱床について多少の知見を加えることができた。これによつて大呂・河辺の両鉱床の精査と，奥丹後の花崗岩地帯におけるペグマタイトの探査を行なつた。しかしウランとしての経済的価値はきわめて低いことがわかつた。

1. 緒　言

京都府中郡下のペグマタイトに伴なう稀元素鉱物については，故田久保実太郎教授の永年にわたる研究によつて，河辺石を始め，チェフキン石・フェルグソン石・モナズ石・変種ジルコン(大呂石)および褐簾石の存在が明らかにされ，昭和30年8～9月の2週間にわたつて，本地域の概査を原口・武市が行ない，大呂ペグマタイト中から従来知られたもののほか，「閃ウラン鉱様鉱物」を発見し，同時に当地方に分布するペグマタイト鉱床について多少の知見を加えることができた。

これによつて，当地方の第二次調査を昭和30年11月中旬から行ない，大呂・河辺の両鉱床の精査と奥丹後の花崗岩地帯におけるペグマタイトの探査を行なつた。

本報告は，第一次および第二次調査の結果を総合したものである。

第二次調査では，前半武市が，中郡・与謝郡・熊野郡・竹野郡内に広く情報地の踏査を行ない，後半塚脇が大呂鉱床の精査を行ない，また竹内が大呂・河辺両鉱床の地形測量を第二次調査と並行して1カ月にわたつて行なつた。

本報告は全期間を通じて調査にあたつた原口が執筆した。その内容は母岩とペグマタイトの一般的諸性質，放射性鉱物および新鉱物の記載および各鉱床の探査状況について述べたものである。

こゝに新ウラン鉱物の発見の手引きとなつた田久保教授の貴重な研究に負うところが少なくなく，同教授の学恩にたいし心から深謝する。また新ウラン鉱物の放射能測定をわずらわした京大初田甚一郎博士，分光分析をされた同立川正久氏，チタン鉄鉱の定量分析をされた同栅橋純二氏に厚く感謝する。

2. 母岩—黒雲母花崗岩

奥丹後地方には，中国山脈の背梁部を構成する花崗岩と類似するものが，広く底盤として露出する。

岩種はほとんど粗粒の黒雲母花崗岩であるが，一部には閃雲花崗岩も存在する。

花崗岩地帯には多くのペグマタイト・半花崗岩脈・石英脈および石英斑岩・花崗斑岩の岩脈が分布し，また花崗岩を貫く安山岩の岩脈が各所でみられる。

花崗岩は二畳紀層あるいは三畳紀層を貫き，これに接触変成を与え，また新第三紀層（中新層）およびこれより新しい安山岩・石英粗面岩で覆われている。

野外調査の結果によれば，奥丹後地方の花崗岩は，三畳紀以後～中新期以前と推定されるにすぎないが，立川正久がペグマタイトに含まれる放射性鉱物を鉛法によつて研究した結果，大呂産のフェルグソン石は 146×10^6 年，三重産褐簾石は 120×10^6 年で，この地方の花崗岩の時代を中生代ジュラ紀と考えた。

しかし当地方の花崗岩の迸入期は，すべて同一時期のものではなく，ジュラ紀から第三紀初期にわたるものであろう。

粗粒花崗岩は一般に風化，糜爛されやすいが，新鮮なものは，主成分：石英・微斜長石・斜長石と少量の黒雲母，副成分：燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱からなる。

3. ペグマタイト鉱床（第1図参照）

当地方の花崗岩中のペグマタイト鉱床について，その地質学的ならびに鉱床学的特性を次の各項目に分けて述べる。

3.1 ペグマタイトの分布方向

当地方のペグマタイト鉱床の分布は要約すれば，当地方の地質構造と密接な関係があり，すなわち断層・岩脈および節理の方向とよく一致する。

ペグマタイト鉱床は北西と北東の2方向に限つて発達し，放射性鉱物は大呂・河辺両鉱床のように北西性のものに産し，北東性のものにはその著しいものは発見されていない。

またペグマタイトに伴なう石英脈，あるいは単独に存在する石英脈の方向も，この2方向と一致する。

当地方に発達するペグマタイト鉱床を，この2方向に大別すれば，次のとおりである。

1) 北西方向を示すもの

大呂・河辺・谷内・三重・森本・上常吉・周枳・南谷内・安養寺(本谷，細谷)

2) 北東方向を示すもの

長岡・口大野・奥大野・岩屋・河辺(支脈)

3.2 ペグマタイトの形状と大きさ

当地方のペグマタイト鉱床は一般に中心部に石英塊が発達し，周縁部は微斜長石，あるいは半花崗岩が占めることが多い。概して不規則な形状を示し，脈状・レンズ状あるいは塊状である。主鉱体には支脈を生じ，また付近に小鉱体を伴なうことが多い。鉱体は水平に横たわるも

の，斜立するもの，あるいは直立するものもある。

鉱床の大きさは，かつて珪石・長石を稼行したものは，大略判明しており，最大2～3万t級の河辺鉱床を除くと，ほかは数千t級の規模のものである。未稼行のもの，または新発見の露頭はいずれも小規模である。

当地方の最大鉱床，河辺白石山のペグマタイトは，延長 60 m，幅（最大）15 m，深さ 15 m であるが，東方に至ると幅と深さを減じ，鉱床は山頂部に水平に臥している。この主脈の北西方向に，ほゞ直交する北東性の脈幅数 m の支脈が存在する。

大呂鉱床は径 10 m の不規則な塊状を呈して直立し，現在の踏前より下部にもなお連続する。北西方向 80 m を隔てて頭部のみを露わす露頭が存在する。

長岡・三重・森本の，かつて珪石・長石として稼行された鉱床は延長 20～30 m，幅（最大）10～15 m，深さ 10～20 m 級のレンズ状あるいは塊状のものである。

また延長数 m，幅 0.5～2 m 級の脈状・レンズ状の小さいペグマタイトも各所に存在する。

ペグマタイトと半花崗岩とは漸移し，その境界は不明瞭であるが，これに反しペグマタイトと母岩の境界は一般に明瞭である。

3.3 ペグマタイトの種類

当地方に発達するペグマタイトはその含有稀元素鉱物によつて次のように分類することができる。

1) 大呂型

閃ウラン鉱様鉱物：フェルグソン石と変種ジルコンが共生する。

2) 河辺型

この型は河辺石・チェフキン石と含マンガンチタン鉄鉱の産出が著しい特性である。なおモナズ石・電気石を伴なう。

3) 森本型

稀元素鉱物として，変種ジルコンと褐簾石を産するもので，変種ジルコン中のウランの含有量は大呂産に比較して低い。

以上のほか，稀元素鉱物を全く含まないペグマタイト石英脈が存在する。

3.4 共生関係

当地方のペグマタイトの構成鉱物はいわゆるペグマタイト期生成のものと，さらに熱水期生成のものに大別できる。

黒雲母・微斜長石・煙色石英・曹長石は前期の生成にかゝり，白色石英は後期の生成に属し，しばしば黄鉄鉱を伴なう。

当地方産の放射性鉱物はいずれもペグマタイト期生成に属し，微斜長石中に含まれ，このほかチタン鉄鉱・鉄バラ輝石・電気石・柘榴石を伴なうことがある。

稀元素鉱物の生成は微斜長石の晶出以前で変種ジルコン・モナズ石が最も早期に晶出し，次にウラニナイト様鉱物・フェルグソン石・河辺石・チェフキン石，最後に褐簾石が晶出したものと考えられる。

各鉱床型における放射性鉱物と主要な随伴鉱物を表示すると，次のとおりである。

	放射性鉱物	主要随伴鉱物
大呂型	閃ウラン鉱様鉱物・フェルグソン石・変種ジルコン（2種類）	鉄バラ輝石
河辺型	河辺石・チェフキン石・モナズ石・変種ジルコン	電気石・柘榴石・チタン鉄鉱
森本型	褐簾石・変種ジルコン	

大呂鉱床においては，ペグマタイトの周縁部の微斜長石中に半花崗岩脈が不規則に貫入し，その境界近くの微斜長石中に小鉱嚢をなして，常に閃ウラン鉱様鉱物・フェルグソン石および変種ジルコンが共生する。

閃ウラン鉱様鉱物は常に赤褐色の変種ジルコン中に散在され，黒色ないし緑黒色で，塊状を呈する。

この赤褐色ジルコンのほか，暗褐色のものが存在し赤褐色のものよりもウラン含有量が低い。なお暗褐色のものには結晶形を示すものが多い。

フェルグソン石は柱状で巨晶として産することが多い。

石英中には黄鉄鉱と鉄バラ輝石を伴なう。

河辺鉱床の淡紅色微斜長石中には河辺石・チェフキン石・モナズ石・変種ジルコンが含まれ，電気石を伴なう。

河辺石は細かい針状結晶として放射状，チェフキン石は柱状結晶，モナズ石は短冊状をして共生する。

煙色石英中にはチタン鉄鉱が板状をして嵌在され，白色石英の周縁部に鉄礬柘榴石と錐面をもつ大型水晶を産する。

森本鉱床の変種ジルコンは黒雲母中に含まれるか，または黒雲母と微斜長石との接触面に微細な結晶として集中する。このジルコンはウラン含有量は大呂産暗褐色のものより低い。

褐簾石は白色の微斜長石にのみ産し，淡紅色のものには産出しない。

黄鉄鉱と水晶は白色石英塊に伴ない，森本型鉱床からも産出する。

3.5 変質作用

熱水作用によつて長石は絹雲母を生じ，一部はカオリ

ン化し，黒雲母は緑泥化する。また黄鉄鉱は褐鉄鉱に，チタン鉄鉱は赤鉄鉱に変ずる。

黄鉄鉱から褐鉄鉱に変じたことは，褐鉄鉱を砕くとその中核部に黄鉄鉱が残存することから明らかである。チェフキン石・フェルグソン石および褐簾石の表面が風化生成物で覆われることがある。

4. 放射性鉱物

4.1 閃ウラン鉱様鉱物

閃ウラン鉱様鉱物は，大呂ペグマタイト鉱床にのみ産し，常に赤褐色変種ジルコン中に不規則な塊状または微細な粒状で嵌在する。漆黒色ないし帯緑黒色で，強い瀝青光沢を呈し，それに結晶形が認められ，等軸晶系に属する。

変種ジルコンと閃ウラン鉱様鉱物の混合比は一定しないが，一般に前者は後者よりも多量で，また両者が等量に近い場合もある。この両者の混合物の大きさは，最大 4 cm×2 cm，普通 1 cm で，数 mm の細粒のものもあり，1つの鉱嚢中に約 10 箇程度含まれている。この閃ウラン鉱様鉱物については詳細な研究は未了であるが，立川正久は分光分析によつてUのほか Th, Y, Ta を検出した。

U, Zr： 極多量(Zr は共生するジルコンによる)

Ta： 多量 (Nb 検定せず)

Th, Y： 中量

Ca, Si, Fe： 少量(不純物)

初田甚一郎は α 線用放射性測定器(ローリッチェン，エレメントを使用した特製検定器) をもつて，大呂産と京大所蔵のヨハヒムスタール産ピッチブレンドの放射能の強さを比較研究した。

その結果は，

大呂産：0.235 目盛毎秒

ヨハヒムスタール産：0.366 〃

で，大呂産はヨハヒムスタール産の 0.794 となり，約8割の放射能を有することが明らかにされた。ヨハヒムスタール産は UO_2 80 %に達し，大呂産はその8割とみなすと，UO_2 64 %と推定される。

以上の試験結果から大呂産の閃ウラン鉱様鉱物はUのほか Th, Ta, Y を含むこと，および放射能の強さから「純粋な閃ウラン鉱ではなく」閃ウラン鉱—トリアナイト系の中間物と考えられ，クレブ石 (Cleveite) あるいはニーベ石 (Niverite) に該当するものか，またはこれらに近い成分の新鉱物であるかも知れない。しかし定量分析を行なつていないゆえ，鉱物名を決定し難い。

4.2 フェルグソン石

本鉱物は大呂鉱床に前記閃ウラン鉱様鉱物と共生し，ほかの鉱床中には産出しない。

単一結晶または聚合結晶として大型のものを産出することが注目される。

田久保実太郎は昭和13年に初めて本鉱物を発見し，単一結晶で径 2 cm×長さ 10 cm に達する柱状結晶を報告したが，今回の調査においても，径 2 cm×長さ 6 cm と径 2 cm×長さ 3 cm の巨晶を発見した。

新鮮な破面は黒色で，介殻断口と強い樹脂光沢を呈する。

4.3 河 辺 石

本鉱物は河辺白石山ペグマタイト中にのみ産するチタン酸塩鉱物で，ユークセン石—ポリクラス系鉱物に属するが，TiO_2 の含量に比較して $(Nb, Ta)_2O_5$ の含量が著しく少ないのが特性で，田久保はとくに河辺石と命名した

径 1~2 mm の針状結晶で放射状聚合体をなし，黒色で新鮮な破面は強い玻璃光沢を示し，放射能のために周辺部の微斜長石は淡紅色を呈し，岩質も軟くなり，結晶の分離は容易である。

4.4 モナズ石

本鉱物は河辺鉱床の淡紅色微斜長石中に短冊状の薄片結晶をなし，最大長さ 3 cm に達する。色は淡褐色半透明である。

4.5 変種ジルコン

本鉱物は大呂型・河辺型・森本型のいずれのペグマタイトにも伴なうが，その産状と鉱物学的性質を異にする。

大呂産には微斜長石中に従来田久保が大呂石と命名した暗褐色のものと，今回新たに発見した閃ウラン鉱様鉱物を嵌在する赤褐色のものがある。N_3O_8 含有量は暗褐色のもの 3 %であるが，赤褐色のものは，放射性の強さからみてもさらに高い。

一般に結晶は聚晶をなし，暗褐色のものは結晶形を示し，柱面(110)(100)および錐面 (111) からなり，錐面が著しく湾曲する。

河辺産のものは微斜長石中に他の稀元素鉱物と共生するが，僅量で，径数 mm のものである。

森本型から産するものは，板状の黒雲母中に含まれ，とくに黒雲母と微斜長石との接触部に沿つて微細な結晶として産する。一般に径 2 mm で，淡緑褐色を呈し，(111)面がよく発達する。

4.6 チェフキン石

本鉱物は田久保が河辺鉱床においてわが国で最初に発見したもので，色は黒色で，破面は玻璃光沢が強く硬度 5.5，比重 4.38 である。

普通長さ 1～3 cm の柱状結晶を示すが，結晶面は粗雑で，これを決定できない。

淡紅色の微斜長石中に河辺石と共生するが，産出は河辺石に比較してまれである。

4.7 褐簾石

森本型に黒雲母と随伴し，とくに三重ペグマタイト鉱床には径 1～2 cm の塊状を示し，白色の微斜長石中に産する。一般にその表面は褐鉄鉱のような風化生成物で覆われており，これを割れば中心部に黒色，新鮮な樹脂光沢を示す。硬度 6，比重 4 で，ThO_2 1.39 %を含む。

5. 各鉱床の探査状況

当地方の主要鉱床である大呂・河辺両鉱床には，地形測量と放射能強度分布図を作製して精査を行ない，その他の鉱床については中郡を中心として，与謝・熊野・竹野の 3 郡にわたつて概査を行なつた(第 1 図参照)。本調査においては，神戸工業製 SM-6 型サーベーメータを使用した。

大呂鉱床の閃ウラン鉱様鉱物を産する地表近くでは，1,000～数 1,000 cpm (最高 10,000 cpm 以上)，河辺鉱床の河辺石を産する地表では 1,000～2,000 cpm (最高 3,500 cpm)，森本型鉱床の変種ジルコンは 1,000 cpm 以下である。

1. 河辺　2. 大呂　3. 森本　4. 長岡　5. 谷内
6. 三重　7. 口大野　8. 奥大野　9. 上常吉　10. 岩屋
11. 新山　12. 南谷内　13. 周枳　14. 安養寺本谷
15. 安養寺細谷

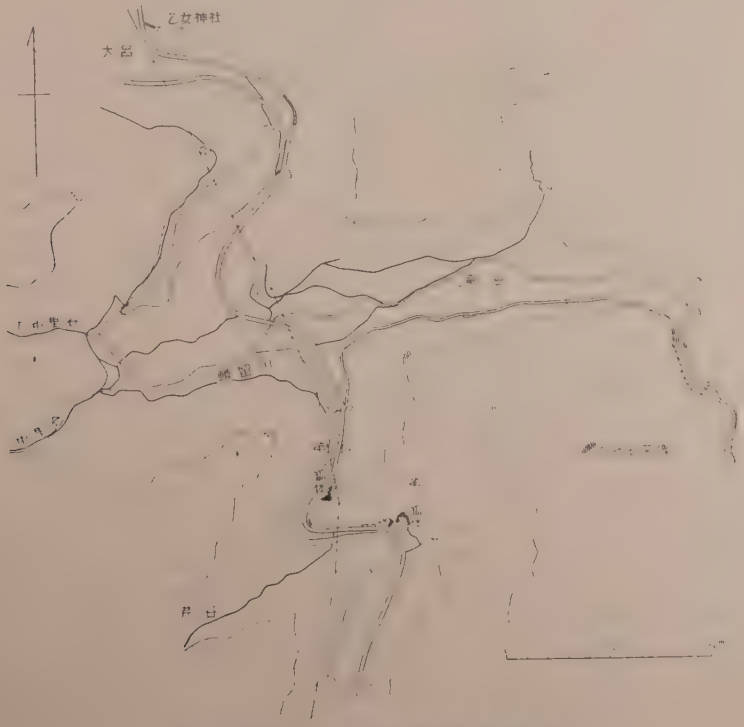
第 1 図　ペグマタイト分布図

母岩(黒雲母花崗岩)の放射能強度はほとんど 100 cpm 以下であり，ペグマタイト鉱床に接する部分は，多少放射能強度が増大する。

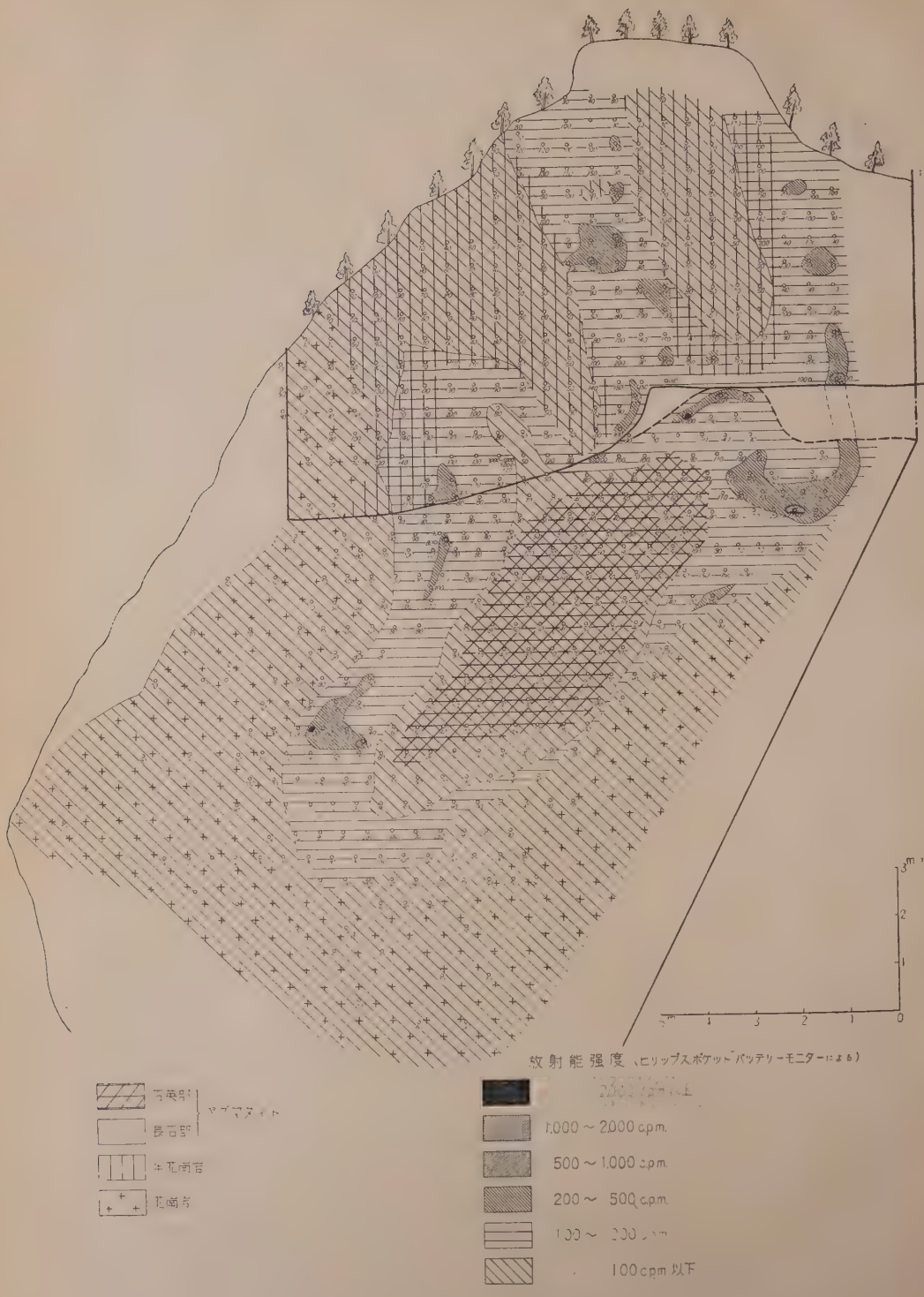
地形図を作製した範囲の母岩も測定したが，放射能強度で異常な値を示すものはなかつた。

5.1 大呂鉱床 (第 2 図参照)

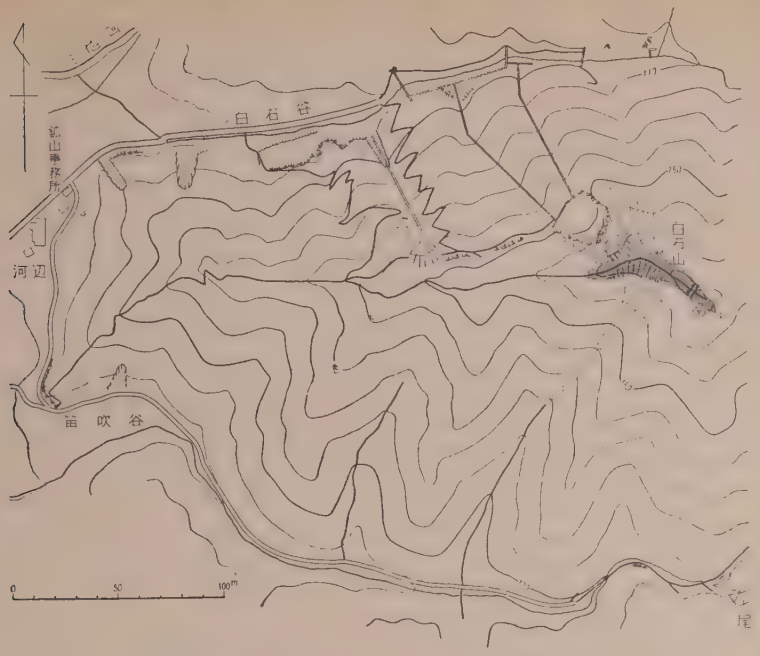
峰山町の南西約 8 km，大呂から大成に至る中間の道路際に 2 鉱床があり，東側のものを第 1 鉱床，西側のも



第 2 図　大呂ペグマタイト鉱床付近地形図



第3図 大呂ペグマタイト鉱床の放射能強度分布図



第4図　河辺白石山ペグマタイト鉱床地形図

のを第2鉱床と呼ぶ。

第1鉱床は石英を採掘したもので，第2鉱床は，未採掘である。この2つのペグマタイト鉱床は不規則な塊状をなし，両者とも直立する。

第1鉱床は径 10 m，高さ 15 m，道路面から 20 m の山脈にあり，なお底部にきいているが，径はその周辺部を探査したが，大きくならない。

第2鉱床は鉱体の頭部のみが露われ，全貌は明らかでないが，露出面はほゞ三角形（高さ 5 m，底辺 8 m）である。

第1鉱床の中心部には白色石英の大塊（7 m× 4 m）が存在し，周辺部は微斜長石となり，また半花崗岩脈が貫入する。

第2鉱体の中心部にも高さ 2 m，幅 3 m 大の白色石英塊が発達しその周辺は微斜長石となる。

第1鉱床の南西部に接して長さ 5 m，幅 0.5～2 m のペグマタイトを伴ない，また第2鉱床の南東部に 1 m³ 程度の白色石英塊が母岩中に挟まれる。

第1・第2両鉱床は間隔 80 m あり，N70°W の方向に明らかに独立したペグマタイトである。

大呂山の山頂部には，長さ 3 m，幅 2 m 大の2個の白色石英塊が存在したといわれるが，これは掘り尽された。

大呂滝の上流，大呂山の東側の檜林中にペグマタイトからの転石である微斜長石がみられたが，その露頭は発見できなかつた。

母岩は黒雲母花崗岩に属するが，河辺のものに比して，黒雲母が乏しく，大呂鉱床付近，および大呂滝付近のものは新鮮堅硬である。

第1鉱床の露天掘跡を観察すると，中心部に大きな白色石英塊があり，その周縁部に白色と淡紅色の微斜長石がある。また半花崗岩脈が舌状あるいは帯状をなして母岩と微斜長石との境界線に貫入する。

この半花崗岩と微斜長石との接触部に近い淡紅色の微斜長石中に小鉱嚢が潜在し，閃ウラン鉱様鉱物が産出する。

淡紅色微斜長石は煙色石英と文象構造をなし，微斜長石はペルト構造を示す。

第1鉱床の採掘跡の見取図に 0.5 m ごとに測定した放射能強度分布図は，同鉱床内の鉱物配列とほゞ一致する（第3図参照）。

鉱床の中心部に長さ 7 m，幅 4 m の白色石英塊が占めこの部分は放射能強度が最低である。この石英塊の周囲に微斜長石が存在し，そのなかに半花崗岩脈が舌状に貫入し，また微斜長石と母岩花崗岩との接触面に沿つて帯状に貫入する。

測定した放射能強度は花崗岩→半花崗岩→微斜長石の順に増加する。

半花崗岩脈に接近した淡紅色微斜長石中に散点的に

1,000 cpm 以上を示す部分がある。

第2鉱床における測定結果は，中心部の白色石英塊に接する微斜長石は，100 cpm 以下でその周辺部の微斜長石は 200 cpm で放射性鉱物は発見されていない。

大呂鉱床付近の母岩(黒雲母花崗岩)について各所で測定したが，ほとんど 100 cpm 以下である。

5.2 河辺鉱床 (第4図参照)

河辺部落の北東約 2 km，海抜 190 m の俗称白石山の頂上陵線に沿つてペグマタイト鉱床が胚胎され，戦時中は信越化学工業株式会社によつて，白珪石が露天掘で採掘され，かつ鉱床の下部探鉱も行なわれている。

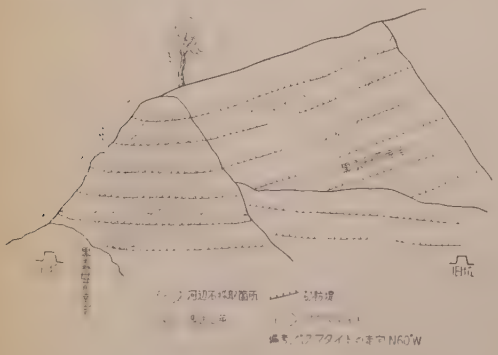
本鉱床は当地方における最大のペグマタイトで，主脈は，走向 N60°W，延長 60 m，幅 (最大) 15 m，深さ 15 m の不規則なレンズ状をなす。母岩は風化が激しいため，鉱体との境界は明瞭である。

新鮮な母岩は白石谷砂防堤近くの石切場に産し，粗粒の黒雲母花崗岩で，肉紅色の微斜長石を含み，黒雲母の量は大呂産に比較して遙かに多い。

走向 N60°W のものを主脈とし，これと N40°E の支脈が交わり，この部分の脈幅が肥大する。

支脈は主脈よりも後期の生成であり，また主脈の下部に長さ 5～10 m，幅 0.5 m のペグマタイトが緩い傾斜で，母岩中に貫入する。

主脈の北西斜面はほゞ三角形(高さ 16 m，底辺 14 m)の断面を示し，この部分のみが放射性鉱物の存在によつて，微斜長石が淡紅色に変色され，含ウラン鉱物の好箇の採集地となる(第5図参照)。



第 5 図 河辺白石山スケッチ

北西斜面を除く主脈のほかの部分および支脈には白色石英塊がほとんどなく，かつ淡紅色微斜長石を欠き，放射性鉱物を産出しない。

北西斜面において，放射性鉱物として河辺石・チェフキン石・モナズ石・変種ジルコンが，また電気石・白雲母・絹雲母が微斜長石中に含まれる。

主脈の東方掘割溝 (幅 6 m に減ずる) では，長石と石英が模式的な文象構造を示し，絹雲母が濃集し，3～500 cpm を数えるが，放射性鉱物は発見できなかつた。

本調査中，戦前に探鉱した旧坑が存在することを知り坑口の取明けを行ない，坑内調査を行なつた。

坑口の位置は頂上から垂直 10 m 下位にあり，坑口から N70°W の方向に約 40 m 掘られており坑口から 15 m のところで南北坑道と交わり，北へ 7 m 進んでさらに東へ向かつて 35 m 掘られている。

交差点から 14 m 東の地点でペグマタイトが母岩と明瞭に変じ母岩は引立まで続いている。引立には走向NE，幅 60 cm の石英斑岩の岩脈がみられる。

坑道内のペグマタイト鉱床は放射能強度が低く，地表部の北西斜面の下部にあたる南北坑道においても，300 cpm が最大で，放射性鉱物はみられない。

白石山の頂上を越えた東側の山脈中にも旧坑がある。坑口の位置は頂上から 10 m 下位で，N50°W の方向に約 30 m 掘られているが，坑内はすべて風化した黒雲母花崗岩で，ペグマタイトには着鉱していない。

河辺鉱床の精査の一部として，主脈の北西斜面において 1 m ごとに碁盤目状に放射能強度測定を行ない，等放射能強度線を描いた(第6図参照)。

その結果，200，500，1,000，2,000 cpm の等品位線を描くと，200 cpm 線は北西斜面の大部分を占め，その中に 500 cpm 線は上下に2つの不規則な島状を呈し，さらにその中に 1,000，2,000 cpm 線が分布し，最大値は 3,500 cpm に達した。

この 500 cpm 線内は大体淡紅色微斜長石が存在し，その線外は白色微斜長石が占める。

河辺石を始め放射性鉱物は 1,000 cpm 以上の部分を掘れば容易に発見でき，また 500 cpm 以上からも採集できることがある。

このように河辺鉱床は等品位線と放射性鉱物および微斜長石の種類の関係が，明瞭に示される好例である。

坑内の北西斜面の下部にあたる鉱体において測定した放射能強度は低く，300 cpm 以下である。事実は，河辺石を始め，これと共生する放射性鉱物が地表近くの浅所のみに存在し，下部に至るに従い漸減し，坑道地並までは及ばないことを示すものといえる。

河辺石の賦存範囲は主脈の北西斜面(高さ 16 m，幅 14 m)の白色微斜長石の部分を除いた淡紅色微斜長石の部分に限られ，深さも現在の地表から数 m にすぎないものと考える。

5.3 森本型鉱床およびその他

中郡を中心として広く隣接各郡にわたつて分布する変

備考　傾斜を無視して平面に展開した

第6図　河辺白石山ペグマタイトの放射能強度分布図

種ジルコンと，褐簾石を産する森本型ペグマタイト鉱床，放射性鉱物を含まないペグマタイト，および石英脈・石英塊をも踏査した。

これらには注目すべきウラン鉱を含まず，探査に努力したが，結果的には成果をあげることができなかつた。したがつて概査結果をごく簡単に述べる。

5.3.1　森本鉱床

本鉱床は森本の北東 1.5 km の標高 286.9 m 山頂近くにあり，かつて珪石・長石を採掘したところである。鉱床は上下2鉱体あり，上位のものは走向 N40°W，傾斜 70°N，延長 20 m，幅 15 m の塊状をなし，下位のものは延長不明，幅 4 m である。変種ジルコンと褐簾石を伴ない，前者の濃集する部分は 500～800 cpm を示す。

5.3.2　長岡鉱床

長善村の低い丘陵の頂上に鉱床があり，最近まで長石・珪石を採掘したが，現在は掘り尽されている。

主脈は延長 30 m，幅(最大) 6 m のレンズ状鉱体で微斜長石中に斑点状に淡紅色を示す部分があり，ジルコンの存在が予想され，400 cpm を示す。

また絹雲母の濃集した部分も 500 cpm を示す。幅数 10 cm の小型ペグマタイトを主脈の周辺に多数伴なう。

5.3.3　谷内鉱床

谷内部落の道路から北へ 200 m 入つた谷間に数本のペグマタイト脈がある。

走向 N40°W，傾斜 70°NE，幅 20 cm～1 m で並走し雲母の濃集部に褐簾石を産し，最高 700 cpm を示す。

5.3.4　三重鉱床

三重小学校の北東 1 km の山腹にあり，走向 N20°W，延長 12 m，幅 4 m のレンズ状鉱体で，採掘跡は埋没し，黒雲母と黄鉄鉱がみられるのみで，ジルコンと褐簾石は発見できなかつた。

ペグマタイト中の放射能強度は 100 cpm 前後で低い。

5.3.5　口大野鉱床

口大野の西方丘陵中にあり，水晶山と呼ばれている。未採掘で走向 N70°E，延長 10 m 判明し，淡紅色微斜長石が斑点状に存在し，300 cpm を示し，鉱床の性質と走向は長岡鉱床に似ている。

5.3.6　奥大野北谷鉱床

新発見の露頭で，走向延長は不明であるが，幅 6 m の中心部 3 m は白色石英が占め，その周縁部の淡紅色微

斜長石中には最高 1,500 cpm を示す部分がある。

5.3.7 上常吉鉱床

上常吉—市場間の峠の東側にあり，走向 N30°W，傾斜 80°E，脈幅平均 50 cm のレンズ状をなす。中心部は白色石英，周縁部は長石，母岩に接する部分に絹雲母が濃集する。淡紅色長石は最高 500 cpm を示し，ジルコンの存在が予想される。

5.3.8 岩屋鉱床

岩屋村小学校裏にあり，珪石を採掘したことがある。走向 N60°E，傾斜直立，長さ 11 m，幅 3 m のレンズ状鉱体であるが，放射性鉱物を含まない。

5.3.9 安養寺鉱床

安養寺部落の本谷と細谷にペグマタイト脈の露頭を発見した。

本谷のものは走向 N70°W，幅 1.2 m で，中心部に幅 10～55 cm，西側の盤際近くに幅 3 cm の白色石英が脈状をなし，変種ジルコンは後者の石英脈と長石の接触部近くの白雲母中にあり，最大 1,200 cpm を示す。

細谷のものは前者と並走し幅 1～1.5 m で，淡紅色微斜長石は最高 350 cpm を示し，本谷鉱床に類似する。

5.3.10 南谷内鉱床

谷内鉱床の南方 1 km にあつて，小型のペグマタイトで，石英脈と半花崗岩脈を伴なう。長径 60 cm，短径 20 cm で，最高 300 cpm を示す。

5.3.11 周枳鉱床

周枳明月界峠の南西にあり，長径 3 m，短径 1 m のレンズ状で，走向 N40°W を示し，白雲母の濃集する部分は最高 150 cpm である。

5.3.12 五箇笛ケ谷

ペグマタイトの情報地であるが，かつて採掘した箇所には土堰堤が築かれて観察できない。

5.3.13 石英脈・石英塊

当地方には各所に石英脈・石英塊が存在するが，一般に形状が小さく，稼行されたものは大呂山頂にあつた鉱床のみである。珪石産地を情報地として聴取したため単なる石英脈・石英塊の産地をも多く探査したが，いずれも放射性鉱物を含まない。

石英脈には金鉱として探鉱されたものが多く，安養寺西谷二俣，峰山町東方の新町がある。

石英脈の周辺部に半花崗岩脈を伴なうものがある（大呂西方・南谷内等）。

一般に石英脈・石英塊は，地形的に山地，丘陵の頂部に存在することが多い（大呂山・黒禿山・大内峠・木積山・新町等）。竹野郡間人町上宇川の石英脈も金鉱として探鉱されたが，母岩は安山岩で，放射性鉱物を伴なわない。

6. 鉱 量

当地方のペグマタイト中には放射性鉱物として，

「大呂型」 変種ウラニナイト・フェルグソン石・変種ジルコン(赤褐色と暗褐色の 2 種)

「河辺型」 河辺石・変種ジルコン・チェフキン石・モナズ石

「森本型」 変種ジルコン・褐簾石

を産するが，いずれも量的にははなはだ僅少で，企業的には期待できない。

ペグマタイト鉱床はウラン鉱およびトリウム鉱として重要な鉱物を産出するが，量的に乏しいことが通性であつて，当地方の大呂・河辺両鉱床もこれにすぎない。

7. 結 語

大呂第 1 鉱床の鉱嚢中に従来当地方で知られたものよりさらに強力な放射能をもつ閃ウラン鉱様鉱物を発見した。またこれと共生する「大呂石」からもウラン品位の高い赤褐色ジルコンを同時に発見した。

河辺鉱床において鉄礬柘榴石とピロファナイトを含むチタン鉄鉱を発見した。

大呂・河辺両鉱床の精査において，放射能強度測定を行ない，その結果と放射性鉱物の産状との関係を明らかにした。河辺鉱床主脈の北西斜面における等品位線をみると，淡紅色微斜長石は 500 cpm 線以上に，白色微斜長石は 200 cpm 線以下にあり，河辺石を始め，他の放射性鉱物は 500 cpm 線以上，とくに 1,000～2,000 cpm 線内に賦存される。大呂第 1 鉱床においては，半花崗岩が不規則な舌状あるいは帯状にペグマタイト内に貫入し，その接触部に近い着色の強い，数千 cpm を示す淡紅色微斜長石中に閃ウラン鉱様鉱物が産出する。これに反し白色微斜長石・半花崗岩・白色石英からなる部分は放射能強度が著しく低く，放射性鉱物を伴なわない。

閃ウラン鉱様鉱物・河辺石・変種ジルコンその他の放射性鉱物は，その産出状態からみて量的にははなはだ僅少で，とうてい企業価値はない。

中郡を始め，隣接各郡にわたつて広く探査したが，大呂・河辺両鉱床を除くと，問題視される鉱床は発見できなかつた。

(昭和 30 年 8 月，11 月調査)

553.495(521.13) : 550.85

宮城県気仙沼市周辺の放射能探査

小泉　久直*　五十嵐　俊雄**　大町　北一郎***
奥海　靖**　岡野　武雄***

Radiometric Reconnaissance of the Metallic Ore Deposits at the Environs of Kesennuma City, Miyagi Prefecture

by
Hisanao Koizumi, Toshio Igarashi, Hokuichirō Ohmachi,
Shizuka Okumi & Takeo Okano

Abstract

Kesennuma city, Miyagi prefecture is situated at the southern corner of Kitakami mountainland.

The geology of this district is composed mainly of slate and limestone of Paleozoic Era (Permian) ; slate, chert and conglomerate of Mesozoic Era (upper Triassic) ; and andesitic volcanics of lower Cretaceous age. They are intruded by granodiorite, quartz-monzonite and quartz-diorite of late Cretaceous age.

Most of ore deposits in the district are fault fissure veins which occur in the sedimentary rocks of Paleozoic or Mesozoic formation and quartz-monzonite.

They are classified in three type deposits as follows :

1) Gold, silver bearing quartz-arsenopyrite veins
2) Copper bearing pyrrhotite-scheelite veins
3) Gold, silver bearing quartz-scheelite veins

The ores show a tendency of zonal distribution from the center towards the enclosing granitic rock.

Namely, 1) Cu-W-Mo formation
2) Cu-Ni-Co-As-U formation
3) Cu-Zn-Pb-As-W formation
4) Au-Ag-As-Bi-Te formation

In the present survey, uranium-minerals have been discovered from Maeda deposit and Ryūsei deposit in Matsuiwa mine, Kesennuma city, Miyagi prefecture, but in the other mines, radioactive anomaly could not be recognized.

The uraninites from Matsuiwa mine are concentrated in the footwall or hanging wall side of the veins.

The uraninites are associated with green tourmaline, arsenopyrite, scheelite, pyrite and pyrrhotite etc., and some of them show colloform texture. The predominant sulphides of the ore deposit are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and arsenopyrite. Other minor minerals are sphalerite, scheelite, uraninite and pitchblende, Gangue minerals are calcite, quartz, chlorite and sericite, etc.

* 元所員
** 仙台駐在員事務所
*** 鉱床部

From the mineralogical association of the ore, the mineralization in the deposit is divided into three stages:

1) Tourmaline-Chlorite-quartz-arsenopyrite-scheelite-pyrite-uraninite stage
2) Quartz-pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite stage
3) Quartz-calcite-sphalerite-pyrite stage

Alterations of wall rocks are mainly chloritization, silicification and sericitization.

要　旨

本調査地域はいわゆる南部北上山地に属し，この付近の地質は古生代の粘板岩・砂岩，中生代に属する粘板岩・珪岩および礫岩，下部白堊紀の噴出にかゝる安山岩質火山岩類および上部白堊紀に迸入したといわれる花崗閃緑岩・石英モンゾニ岩および石英閃緑岩が分布している。

金属鉱床は主として上記の堆積岩および花崗岩類中に賦存する断層裂か充塡鉱床である。これらはその主要鉱石鉱物から次の3つの型に分類される。

(1) 含金銀石英硫砒鉄鉱鉱床
(2) 含銅磁硫鉄鉱灰重石鉱床
(3) 含金銀石英灰重石鉱床

これらの鉱床のうち，気仙沼市の西部地域では花崗岩類を中心とし，鉱石の累帯配列の傾向がみられる。すなわち中心部から外側へ向けて，① Cu-W-Mo ② Cu-Ni-Co-W-As-U ③ Cu-Zn-Pb-As-W ④ Au-Ag-As-Bi-Te の順に諸鉱床が発達している。

今回の調査では26鉱山について放射能強度を調査したが，これらのうち松岩鉱山前田鉱床および隆盛鉱床以外は異常を認めなかつた。

松岩鉱山のウランは鉱脈の上盤または下盤際に濃集する傾向がみられた。ウラン鉱物としては閃ウラン鉱が確認され，緑色電気石・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・灰重石および磁硫鉄鉱も伴なつて産する。

脈石鉱物は石英・方解石・緑泥石・絹雲母および電気石等である。

鉱化作用はおゝむね最初に閃ウラン鉱・硫砒鉄鉱・灰重石・黄鉄鉱および電気石が晶出し，次いで磁硫鉄鉱と黄銅鉱が晶出し，晩期には黄鉄鉱・黄銅鉱および閃亜鉛鉱が晶出した。石英は全鉱化期を通じて晶出し，炭酸塩鉱物は早期と後期のおのおのの時期に晶出した。

母岩の変質は緑泥石化・絹雲母化・珪化および部分的に電気石化作用が認められる。

本鉱床におけるウランの濃集部分の規模ないしは埋蔵鉱量等については，今後の精査にまたなければならない。

1. 緒　言

本調査地域は北上山地の南部地区にあたり，いわゆる折壁石英モンゾニ岩および千厩花崗閃緑岩の周辺に多くの金属鉱床が存在する。これらの諸鉱山について放射能強度に関する概査を行なつた。調査期間が冬季であつたために調査の重点を坑内および貯鉱石等においた。なお調査にあたつては現地において磐井鉱業株式会社新井社長ほか関係各位に種々の便宜を賜つた。深く感謝の意を表する。

なお，本文中の化学分析は技術部化学課がこれに当つた。

2. 位置および交通

調査地域は大船渡線気仙沼駅の南西方約6 km に位する松岩鉱山を中心とし，東西約19 km，南北約 20 km の地域で，岩手県東磐井郡・宮城県気仙沼市・本吉町にまたがる。

3. 地形・地質および鉱床概説

気仙沼市北西部に広く分布する花崗岩類の地域は，高度 200～400 m 内外の比較的緩慢な起伏を示す丘陵性の山地で，僅かに矢越山(519.6 m)・黒森山(536 m)・太田山(685.6 m)・御殿山(665.1 m) 等が円錐状に突出している。これに対し南部の中生層の分布する区域には長森山(490.5 m)・愛宕山(638 m)・大神宮山(504.3 m)・大森山(756 m)等があり，地形は概して峻嶮で，谷は鋭く侵蝕されている。

気仙沼市を中心とする一般地質に関しては，すでに志井田巧[8]，市川浩一郎[3] および南部松夫[11] らを初めとして多くの人々によつて調査されているので，これらの資料に基づいて編集を行なつた地質図(第1図)についてその概略を述べることにする。

当地域の基盤をなすものは，いわゆる気仙沼層群(二畳紀)で，主として黒色粘板岩および石灰岩を介在する地層からなつている。次にこれを不整合に覆う中生層としては，気仙沼市南方に広く分布するいわゆる稲井層群(中・下部三畳紀)・志津川層群(下部ユラ紀)があり，これらの地層は主として，砂岩・粘板岩・チャート・礫岩等からなつている。また気仙沼市の東方では唐桑層群・鹿折層群(下部および上部ユラ紀) が向斜構造 (綱木坂向斜)をなして発達している。

(I) Cu-Ni-Co-W-As-U Zone
(II) Cu-Zn-Pb-As-W Zone
(III) Au-Ag-As-Bi-Te Zone

(東部地域)
1. 鹿子沢鉱山 (Au, Ag, W)
2. 鹿折金山 (Au, Ag, W)
3. 上鹿折金山 (Au, Ag)
4. 本吉金山 (Au, Ag)
5. 浦島鉱山 (Au, Ag, W)
6. 陣ケ森鉱山 (Au, Ag, W)
7. 根舞金山 (Au, Ag)
8. 日高見金山 (Au, Ag)
9. 早馬山金山 (Au, Ag)
10. 大島金山 (Au, Ag)
11. 矢越鉱山 (Cu)
12. 早坂鉱山 (Au, Ag)
13. 愛宕鉱山(浜横沢)(Au, Ag)
14. 本吉不動鉱山 (Au, Ag)
15. 金成沢鉱山 (Au, Ag)
16. 新月鉱山 (Au, Ag)
17. 松岩鉱山 (Cu, W, U)
18. 松倉鉱山 (Cu)
19. 東楽鉱山 (Au, Ag)
20. 荻倉鉱山 (Au, Ag)
21. 打越鉱山 (Au, Ag)

(西部地域)
22. 旭鉱山 (Au, Ag)
23. 大田山鉱山 (Cu)
24. 峰鉱山 (ペグマタイト)
25. 赤金山鉱山 (Au, Ag, Cu)
26. 黄金山鉱山 (Au, Ag)
27. 保呂羽鉱山 (Au, Ag)
28. 馬場山(赤金)鉱山 (Au, Ag)
29. 大鷲鉱山 (Cu, W)
30. 津谷川鉱山 (Au, Ag)
31. 清水鉱山 (Au, Ag)

(西部地域)
32. 千代ケ原鉱山 (Au, Ag, Cu, Ni, Co)
33. 徳仙丈鉱山 (Cu)
34. 御殿鉱山 (Cu)
35. 御獄金山 (Au, Ag, Cu)
36. 大神宮鉱山 (Au, Ag)
37. 羽田鉱山 (Cu, Mo)
38. 日鉱松岩鉱山 (Au, Ag)
39. 岩倉鉱山 (Au, Ag)
40. 岩屍鉱山 (Au, Ag)
41. 大谷鉱山 (Au, Ag, Te)
42. 新館坑(大谷鉱山支山)(Au, Ag) (Au, Ag)
43. 宮城王金山 (Au, Ag)
44. 薄衣鉱山 (W)
45. 東磐井鉱山 (W)
46. 新生鉱山 (Au, Ag)
47. 金取鉱山 (Cu, W)
48. 大藤鉱山 (Au)
49. 松崎鉱山 (Au)
50. 赤牛鉱山 (Au)

① Au•Ag (含石英金銀鉱床型)
② Au•Ag•W (含石英金銀灰重石鉱床型)
③ Cu (含銅磁硫鉄鉱鉱床型)
④ Cu・W (含銅磁硫鉄鉱灰重石鉱床型)
⑤ W (含石英灰重石鉱床型)
⑥ Cu•Mo (含石英黄銅鉱モリブデン鉱鉱床型)

第1図　宮城県気仙沼市付近の地質図および鉱床分布図

さらに気仙沼市の北西および南東地方には古白堊紀に属する新月噴出岩類と大島噴出岩類が発達している。

深成岩類としては千厩花崗閃緑岩・折壁石英モンゾニ岩および石英閃緑岩等が気仙沼市北西部に広く分布する。

この地域内に発達する各鉱床群は二畳紀・三畳紀・ユラ紀の各堆積岩類および花崗岩類中に賦存する断層裂か充塡鉱床でこれらのおもな生成期は上述の花崗岩類の迸入期すなわち上部白堊紀と考えられている。これらの鉱床群は

(1) 含金銀石英硫砒鉄鉱鉱床
(2) 含銅磁硫鉄鉱灰重石鉱床
(3) 含金銀石英灰重石鉱床

の3つの型に大別される。その鉱床分布状態は、その鉱石鉱物の共生関係からみて、気仙沼市の西部地域では花崗岩類を中心として遠ざかるに従い ① Cu-W-Mo ② Cu-Ni-Co-W-As-U ③ Cu-Zn-Pb-As-W ④ Au-Ag-As-Bi-Te の順に鉱床累帯に配列する傾向がある。これに対して下八瀬断層の東側においては若干の灰重石を含有する含金・銀石英脈のみ発達し、西側の金属鉱床のような累帯配列を示すことはない。なお今回の概査結果では松岩鉱山以外は放射能異常は認められなかった。各鉱床と花崗岩類の関係分布図は第1図に示すようである。

4. 放射能探査

4.1 放射能測定

今回の調査には下記に示した4種類の測定器を使用した。しかし全般を通じて測定の能率をあげるため、主として DS-235 を主とし、放射能異常を認めた場所においては DC-P3 によつて精密測定を行なつた。

放射能測定器名	測定単位	備考
DS-235	mr/h	NaI $1^1/_2'' \times 1''$ γ線に対して有効 シンチレーションカウンタ Detectron Corp (U.S.A.)
Scintiscope	mr/h	NaI $1^1/_2'' \times 1''$ γ線に対して有効 シンチレーションカウンタ Reed-Curtis Co. (U.S.A.)
DC-P3	cpm	有効面積：長さ約 55mm、径 30 mm、β線およびγ線に対して有効 ガイガーカウンタ 日本無線株式会社原理学研究所(日本)
Pocket Battery Monitor PW 4010	cpm	有効面積：長さ約 60mm、径 15mm、β線およびγ線に対して有効 ガイガーカウンタ Philips (Holland)

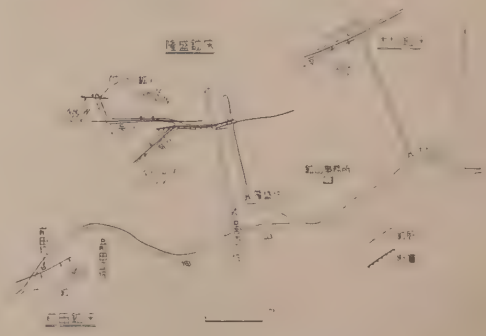
以下 cpm で示された計数で、とくに記載のないものは DC-P3 によるものである。また mr/h で示されるものは DS-235 によるものである。

4.2 鉱山各説および放射能強度

4.2.1 松岩鉱山[7 11 12 13]

松岩鉱山は宮城県気仙沼市赤岩字大滝に位置し、大船渡線気仙沼駅の南西方約6km、神山川の中流に位する。本鉱山は明治40年頃から金鉱床として稼行された。その後、銅鉱山として、一時採掘されたといわれるが、間もなく休山状態にあつた。昭和10年頃からは硫砒鉄鉱を主とする砒素原料鉱山として開発されてきた。昭和30年頃から磐井鉱業株式会社により銅鉱山として再開された。その後昭和31年奥海靖・岡野武雄によつてウラン鉱を産出することが確認された。鉱山付近の地質はその基盤をなす上部三畳紀の砂岩・ホルンフェルスおよび下部白堊紀新月噴出岩類（安山岩質熔岩および凝灰岩・集塊岩類）からなる。鉱床はこれらを母岩とする断層帯（E-W 系・N30～40°E 系）中に賦存する熱水性裂か充塡鉱床で、いわゆる高温ないし中温型含銅磁硫鉄鉱鉱床に若干の金・銀・タングステンおよびウランを含有している。

本鉱山のおもな鉱床は次のとおりである。

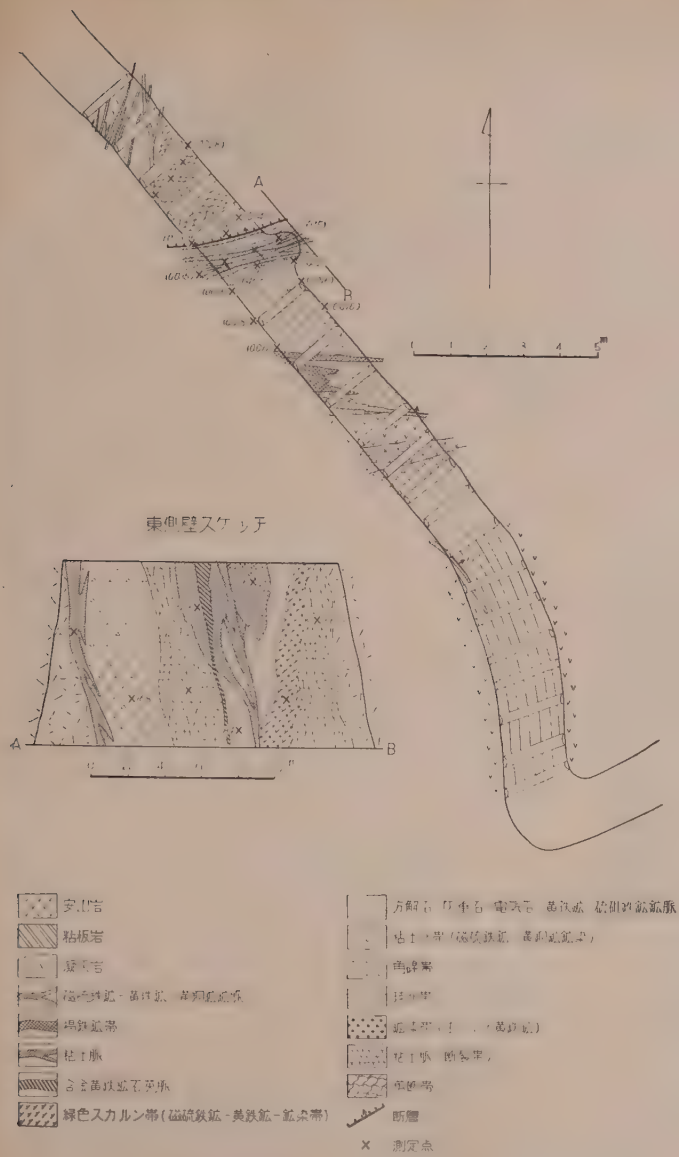


第2図 松岩鉱山の鉱床分布略図

(a) 隆盛鉱床

1号鏈は走向 N30°E、傾斜 70°NW、平均脈幅 70cm で、含銅硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱鉱床である。

2号鏈は1号鏈の分岐脈と考えられるもので、走向 N80°E、傾斜 70°N、平均脈幅 50 cm の含銅硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱鉱床で、一般にやゝ銅鉱に富んだ鉱脈である。ウラン鉱は2号鏈の西端押坑道引立から北西への立入坑道において認められる。ここでは走向 N80°E、傾斜 70°N を示す角礫帯があり、数条の細脈(脈幅数 cm)が



×数字は DC-P3 で測定した1分間におけるカウント数を表わす。
また（　）内の数字は DS-235 で測定したもの（単位は mr/h）
第 3 図　松岩鉱山隧盛坑における放射能異常図

発達する。その大部分は褐鉄鉱化し，これを構成する鉱物は方解石・電気石・灰重石・黄銅鉱・黄鉄鉱・褐鉄鉱・石英および粘土鉱物等である。

放射能強度は坑口付近の自然計数 0.006 mr/h に対して，坑内は 0.01～0.016 mr/h であり，ウラン鉱の産出した部分では最高 0.15 mr/h，および 329 cpm であつた（第3図参照）。なおこれらの分析例は 0.11 %U および 0.16 %U であつた。

(b) 前田鉱床

本鉱床は走向 N40°E，傾斜 60°SE，平均脈幅 80 cm を示す含銅磁硫鉄鉱・石英脈である。ウラン鉱は中段および西部鎚押坑に認められ，いずれも鉱脈の上盤および下盤際の電気石・珪化帯に，少量の灰重石・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱等とともに産出する。このような部分の幾つかの採取試料を分析した結果 0.067～1.4 %U であつた。

放射能強度は自然計数 0.006～0.007mr/h，坑内は大体 0.01～0.014 mr/h であるが，とくに異常を認めた部分では最高 0.18 mr/h，522 cpm を示した（第4図 a および b 参照）。

(c) 大切鉱床

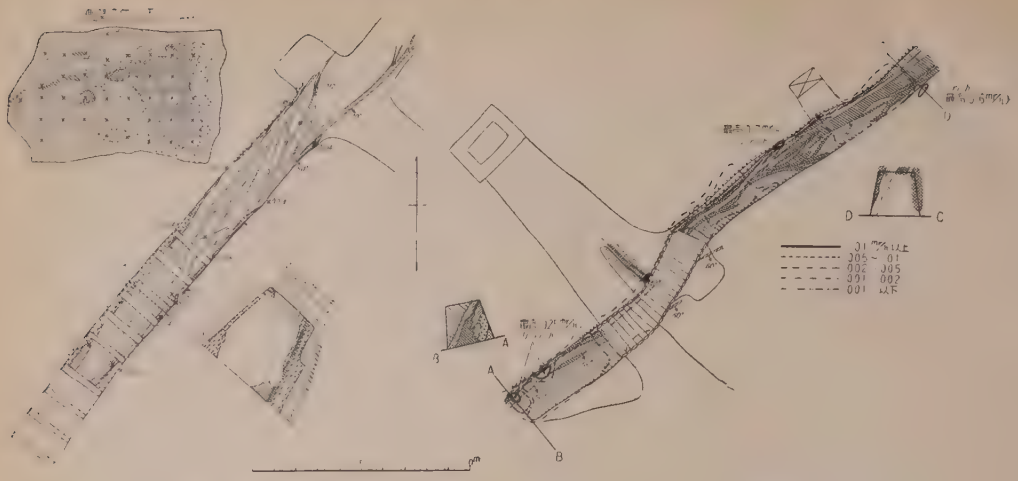
3号鎚は走向 N 40°E，傾斜 70°SE，平均脈幅 80 cm の含銅磁硫鉄鉱・石英脈で，若干のタングステンを伴なうものである。現在のところ放射能異常は認められない。

鉱石は緻密塊状鉱と鉱染状鉱に分けられ，前者は主として黄銅鉱・磁硫鉄鉱および硫砒鉄鉱からなるもので，後者は磁硫鉄鉱を主として，若干の黄銅鉱・黄鉄鉱を伴なう低品位鉱である。このほか上盤または下盤際に産する珪質鉱からウラン鉱およびタングステン鉱を産出することがわかつた。おもな鉱石鉱物は硫砒鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱などで，少量の自然金・磁鉄鉱・灰重石および閃ウラン鉱を伴なう。脈石鉱物としては斧石（?）・緑簾石・緑泥石・緑色角閃石・電気石・石英・方解石などが知られている。

含ウラン鉱石を顕微鏡下に観察した結果，緑色電気石と密接に共生しており，また硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱ともよく伴なつて産する。ウラン鉱物としては閃ウラン鉱で colloform texture を示すものと自形を示すものがみられる（図版1参照）。

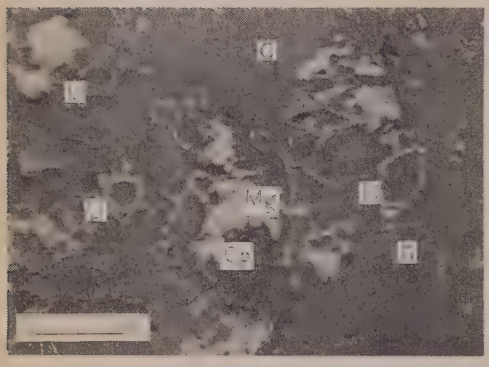
さらに一般的傾向として鉱脈の内側は主として電気石・方解石が多く，母岩に近づくにつれて絹雲母・緑泥石・石英が多くなつている。

以上3つの鉱床からその晶出順序を整理すると，早期には硫砒鉄鉱・閃ウラン鉱・灰重石・黄鉄鉱および電気



a) 前田坑南押　　b) 中段坑内

第 4 図　松岩鉱山前田坑地質鉱床と放射能強度分布図



図版 1　松岩鉱山前田鉱床産ウラン鉱石の反射顕微鏡

石が，中期には磁硫鉄鉱と黄銅鉱が，そして晩期には黄鉄鉱・黄銅鉱および閃亜鉛鉱が晶出したものである。石英は全鉱化期を通じて，また炭酸塩鉱物は早期と後期の各 3 つの時期に晶出したものと考えられる。

4.2.2　矢越鉱山[15) 16) 17)]

本鉱山は岩手県東磐井郡矢越村三枚山にあつて大船渡線矢越駅北方 2.5 km にあたる。

昭和 19 年頃まで稼行されていたが，現在休山中で入坑不能である。

鉱山付近の地質は花崗閃緑岩・石英モンゾニ岩・玢岩・変輝緑岩および黒雲母片麻岩等からなる。

鉱床は花崗閃緑岩と石英モンゾニ岩との境界部に存在する輝緑岩中，とくに斑糲岩質岩石中の岩漿分化鉱床といわれるもので，レンズ状・分岐脈状を呈する。また，アプライト岩脈中には金を含む石英脈もある。

鉱石は黄銅鉱・キューバ鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱・黄鉄鉱・輝銅鉱・自然金・自然銅・赤鉄鉱・石英・角閃石等からなる。

放射能測定の結果は，大和坑口付近の自然計数は0.001～0.002 mr/h であり，坑口付近の鉱石および砕は 0.002 mr/h で，異常は認められなかつた。自然計数がほかの地域より低いのは付近の岩石が塩基性岩石からなるためであろう。

4.2.3　愛宕鉱山（浜横沢）

本鉱山は岩手県東磐井郡折壁村にあつて東北本線一関駅の東方約 40 km，気仙沼市より西方約 10 km にあたる。

昭和 10 年大切坑をもつて県道筋から開発を始めたが，昭和 10～13 年頃を除いたほかは，おゝむね休山していたといわれる。

鉱床は石英モンゾニ岩中の金・銀石英脈で，現在入坑不能である。

放射能強度は坑口付近の自然計数 0.004～0.006 mr/h で，砕についてもとくに異常は認められなかつた。

4.2.4　新月鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡新月村にあつて大船渡線気仙沼駅から南西約 5 km にあたる。

昭和 18 年頃まで盛大に稼行された由で，砕も多く見られるが，昭和 18 年以来休山中である。

本鉱山付近は中生層に属する新月噴出岩類からなつている。

鉱床は玢岩中に胚胎する磁硫鉄鉱—黄銅鉱—黄鉄鉱—石英脈で，数 10 条の鉱脈があるといわれているが，現在坑道埋没のため入坑不能である。

放射能強度は，鉱山付近の自然計数は 0.005～0.006

mr/h で，砕・鉱石も大体同程度の数値を示し，異常は認められなかつた。

4.2.5　松倉鉱山

本鉱山は岩手県東磐井郡小梨村松倉沢にあつて，大船渡線小梨駅から南方約 5 km の地点にあたる。

現在休山中で，沿革も明らかでない。

当鉱山付近は花崗閃緑岩・石英モンゾニ岩・石英閃緑岩の深成岩類と中生層に属する黒色粘板岩からなる。

鉱床は主として粘板岩（ホルンフェルス化）中に胚胎する。走向 N10°E, 70°E の傾斜を有する鉱脈で，約 10 m の鏈押坑道がある。

鉱石は磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・石英からなり，灰重石は認められない。

放射能強度は坑口付近の自然計数が 0.004～0.005 mr/h であり，坑内の粘板岩・鉱脈とも 0.004～0.006 mr/h であつた。

4.2.6　東楽鉱山[18]

本鉱山は岩手県東磐井郡矢越村にあつて，大船渡線矢越駅の南方 8 km で，東楽山（海抜 461 m）の東北山麓に位する。

当鉱山は古くから相当に稼行されたようであるが，沿革は明らかでない。昭和 18 年まで日本鉱業株式会社により稼行され，その後休山中のものである。

鉱床は石英モンゾニ岩の縁辺部において，古生層との境界にほゞ直角に走向 N30～40°E, 傾斜 70°N の断層に沿い，主として石英モンゾニ岩中の鉱染状鉱脈である。

鉱石は硫砒鉄鉱と多少の黄銅鉱・黄鉄鉱を伴なうが，石英脈中には金が 10 g/t 内外含まれているとのことである。

放射能強度は坑口付近の砕が 0.005 mr/h で，異常は認められなかつた。

4.2.7　旭　鉱　山

本鉱山は岩手県東磐井郡矢越村折壁村にあつて，大船渡線折壁駅南方 8 km にあたる。

沿革は明らかでないが，藤原時代に稼行された由で，現在休山中である。

鉱床は石英モンゾニ岩中の含金石英脈で，主脈 2 条あり，N-S 系統と N40°E 系統のものが知られている。下部に行くに従つて銅に富むといわれる。また少量の黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱を伴なう。

放射能強度は，自然計数 0.006 mr/h, 母岩は 0.015 mr/h, 鉱石および砕は約 0.015 mr/h で，異常は認められない。

4.2.8　太田山鉱山

本鉱山は岩手県東磐井郡室根村字新子太田山にあつて大船渡線折壁駅南方約 6 km にある。現在休山中であるが旧藩時代に開発し，その後昭和 15 年川端某により，さらに戦後菊地某により開発され，31 年 7 月より同和鉱業株式会社の手に移つた。

鉱床は石英モンゾニ岩・玢岩質岩石・砂岩中の脈状鉱床で，走向 N40°E, 傾斜 80°NW を示す。鉱石は磁鉄鉱を主とし，黄鉄鉱も少量見られ，脈石鉱物は石英および緑泥石である。一般に褐鉄鉱化が著しく，また母岩の一部は緑泥石化している。

放射能強度は坑口近くの自然計数 0.006 mr/h, 坑内の母岩 0.007～0.008 mr/h, 鉱石 0.007～0.015 mr/h であつた。鉱脈の一部は坑内母岩の約 2 倍の数値を示すが，著しい異常は認められない。

4.2.9　峰　鉱　山

本鉱山は岩手県東磐井郡室根村字新子にあつて，大船渡線折壁駅南方約 6 km にあたる。

鉱床は石英モンゾニ岩中の不規則球状を呈するペグマタイトで，石英に富んでいる。

露天掘りのあとが 1 カ所見られ，この付近にはペグマタイト質石英脈が数条見られる。

放射能強度は，自然計数 0.01 mr/h で，ペグマタイトの部分が 0.01～0.015 mr/h であり，放射性鉱物は認められなかつた。

4.2.10　黄金山鉱山

本鉱山は岩手県東磐井郡大津保村にあつて，大船渡線矢越駅南方 13 km にあたる。

昭和 29 年 8 月に開発に着手し，現在探鉱中である。

鉱床は石英閃緑岩中に胚胎する含金黄鉄鉱—石英脈で走向 N50°E, 傾斜 35°NW のものと，走向 N10°E, 傾斜 30°SE のものがあり，このなかには 20 g/t 程度の Au が含まれているとのことである。現在貯鉱中の鉱石は約 50 t ある。

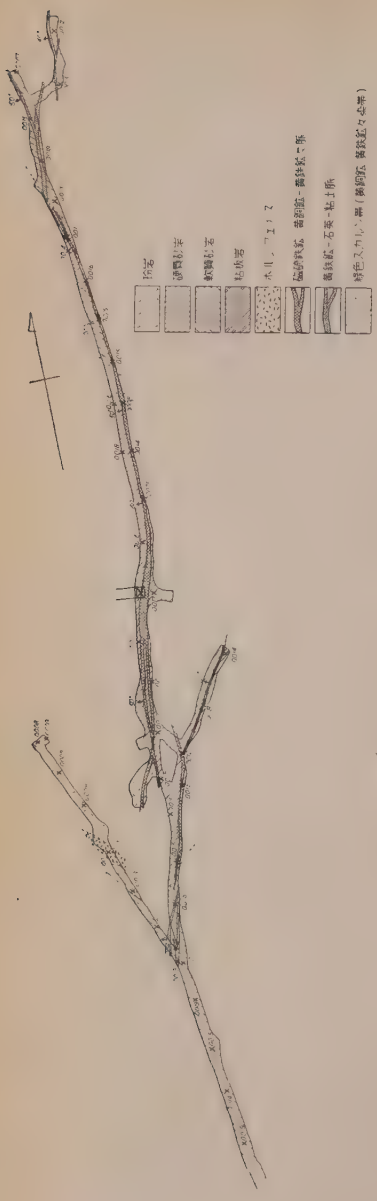
放射能強度は坑外の自然計数が 0.003～0.004 mr/h, 坑内の鉱脈・母岩とも大体 0.003～0.005 mr/h で異常は認められなかつた。

4.2.11　大盛鉱山[7][10]

本鉱山は岩手県東磐井郡室根村津谷川・宮城県気仙沼市にあり，大船渡線矢越駅の南方約 10 km の上津谷川から東方 4 km に事務所，その北方 1.5 km にあたる。

当鉱山付近の地質は，三畳紀のチャート・砂岩・砂質凝灰岩とこれらを貫く石英モンゾニ岩・玢岩が発達している。

鉱床は主として砂岩（部分的にホルンフェルス化がみられる）・粘板岩・チャートおよび玢岩中の高温—中温熱水性鉱脈であり，大盛・岩手・宮城の 3 鉱床が知られ



a) 大切坑 b) 中切坑 c) 4 番坑 d) 大切坑中段坑 e) 下一番坑
×数値は "デテクトロン" で測定した放射能測定値(単位は mr/h)

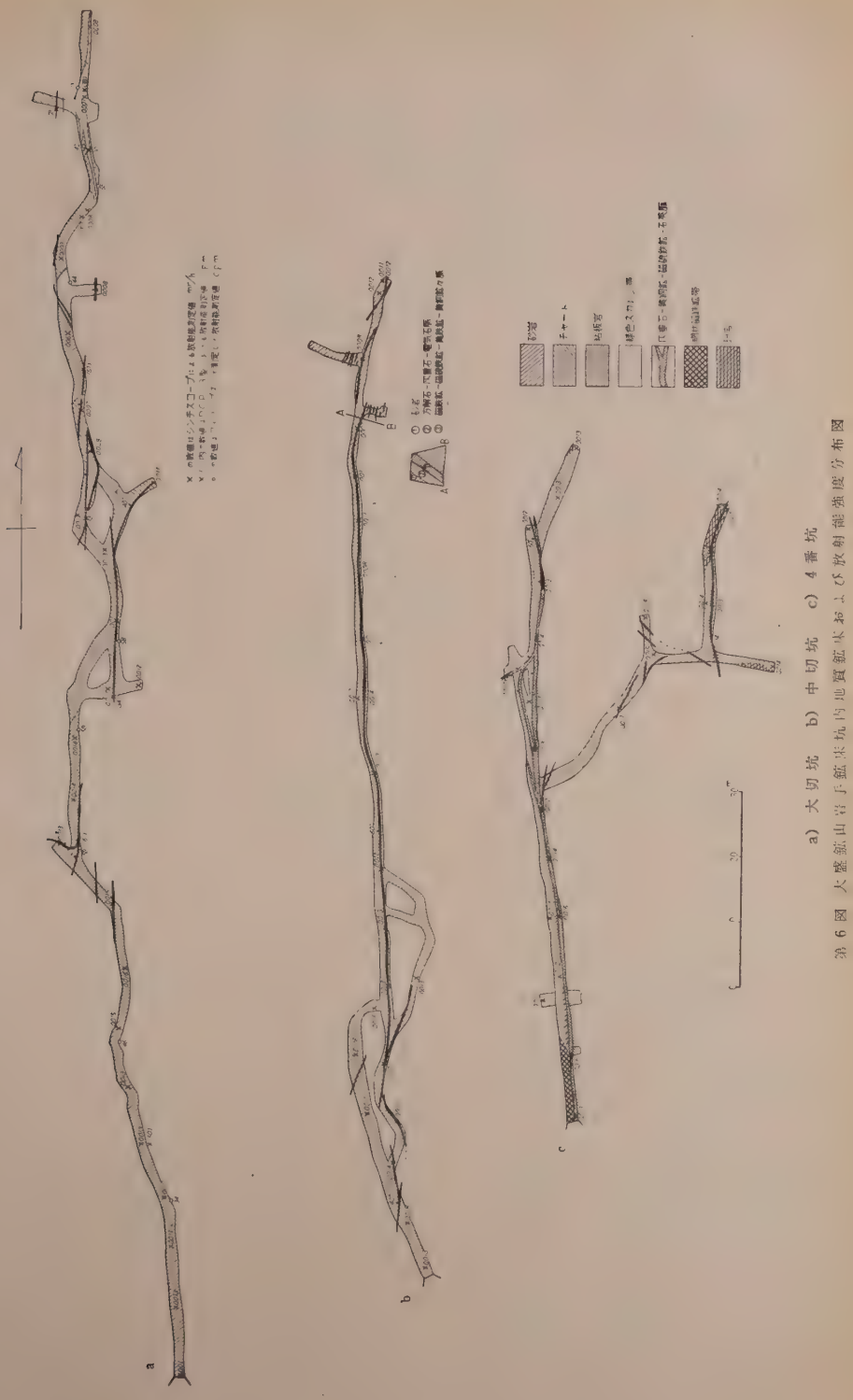
第 5 図 大盛鉱山大盛鉱床坑内地質鉱床および放射能強度分布図

ている。大盛鉱床は走向 N20～30°E, 傾斜 55～70°W で、延長約 100 m, 幅 0.2～0.5 m 程度である。鉱石は主として黄鉄鉱・磁硫鉄鉱からなるもので、それに少量の硫砒鉄鉱・黄銅鉱・磁鉄鉱等を伴ない、脈石鉱物としては、石英のほかに電気石・角閃石・斧石・緑簾石・方解石・透輝石を伴なう(第 5 図 a～e)。

岩手鉱床はチャート・砂岩・粘板岩中の走向 N20～40°E, 傾斜 60～80°SW を示す鉱脈で、鉱石鉱物としては黄鉄鉱・磁硫鉄鉱を主とし、このほかに黄銅鉱と若干の灰重石・磁鉄鉱・硫砒鉄鉱を伴なう。脈石鉱物は主として石英・方解石からなり、鉱脈上盤にある粘板岩・砂岩、下盤の砂岩には磁鉄鉱の網脈の発達がみられる(第 6 図 a～c)。

宮城鉱床については未調査である。

これら各坑内における鉱脈および母岩の放射能測定を行なった結果は次のとおりである。



a) 大切坑　b) 中切坑　c) 4番坑

第6図　大鹿鉱山岩手鉱床坑内地質鉱床および放射能強度分布図

大盛鉱床：自然計数 0.006 mr/h（坑口付近），大切坑の砂岩（ホルンフェルス化）0.007～0.002 mr/h，破砕帯 0.007～0.019 mr/h，鉱脈 0.007～0.019 mr/h であつた。また下一番坑・大切中段・中切坑の母岩は 0.006～0.018 mr/h，鉱脈 0.005～0.018 mr/h であつた。4番坑は坑口の自然数 0.016 mr/h で母岩 0.015～0.023 mr/h，鉱脈 0.017～0.022 mr/h であつた。

岩手鉱床：2番坑・3番坑は坑口付近の自然計数 0.006 mr/h で，坑内の母岩が 0.014～0.018 mr/h，鉱脈 0.008～0.017 mr/h，大切坑・中切坑および4番坑では母岩 0.009～0.02 mr/h，鉱脈 0.007～0.017 mr/h であつた。

以上の結果をみて，母岩・鉱脈ともに大きな変動はないが，母岩および鉱脈の一部に自然計数の最高 2～3 倍程度の数値がみられたにすぎなかつた。

4.2.12 清水鉱山

本鉱山は岩手県東磐井郡大津保村にあつて，大船渡線矢越駅の南方約 14 km にあり，現在休山中である。

鉱床は中生層の砂岩・粘板岩およびこれを貫く石英モンゾニ岩中の金・石英脈であるが入坑不能であつた。

放射能強度はこの付近の自然計数 0.005 mr/h で，坑口近くの砕も同程度であり，異常は認められなかつた。

4.2.13 千代ケ原鉱山[20]

本鉱山は岩手県東磐井郡大津保村下津谷川千代ケ原にあり，大船渡線矢越駅から 15 km，津谷町から津谷川に沿つて約7 km でともに自動車を通ずる。

当鉱山は昭和12年硫化鉱および酸化鉱に金を含有することが知られ開発されたが，さらに昭和16年八千代坑の鉱石中に，ニッケル・コバルトを含有することが確認され，探鉱を継続していた。しかし終戦と同時に休山し，現在に至つている。

付近の地質は中性層に属する砂岩と，この一部を貫く石英モンゾニ岩または閃緑岩質玢岩からなる。

鉱床は主として砂岩中に胚胎し，一部は砂岩と石英モンゾニ岩の境に沿う鉱脈もみられる。それらはおゝむね走向 N60°W，傾斜 50°N を示し，万代1・2号坑，八千代中切坑・同1号・同3号および宝来1号坑等の坑道があり，いずれも入坑可能である。

鉱石鉱物は磁硫鉄鉱・黄鉄鉱および少量の黄銅鉱等からなる。なお，このほかに輝鉄コバルト鉱・硫砒ニッケル鉱等の産出も知られている。脈石は石英・角閃石・緑泥石等からなる。

これらの諸鉱床および坑外の砕，鉱石の放射能強度を測定した結果は次のとおりである。すなわち万代1号坑内の砂岩が 0.024～0.026 mr/h，閃緑岩または石英モンゾニ岩 0.006～0.007 mr/h，鉱脈 0.01～0.026 mr/h であり，万代2号坑の砂岩は 0.005～0.009 mr/h，鉱脈 0.005～0.008 mr/h であつた。八千代中切坑では閃緑岩 0.005～0.008 mr/h，ホルンフェルス化した砂岩は 0.018～0.022 mr/h，鉱脈 0.005～0.009 mr/h，また八千代1号同2号坑中の砂岩 0.005～0.012 mr/h，閃緑岩 0.013～0.015 mr/h，鉱脈 0.006～0.009 mr/h であつた。なお鉱床付近の自然計数は 0.005 mr/h である。以上で明らかなように，万代1号坑の砂岩・鉱脈および八千代中切坑の砂岩の一部には若干高い数値を示すものもあるが，著しい放射能異常は認められなかつた。しかし当鉱床はその鉱石の鉱物組み合せから推察して，放射能強度についてはさらに精査を要するものの一つと思われる。八千代坑内の地質およびその放射能強度の測定結果は第7図に示すとおりである。

4.2.14 竹野下鉱山（馬場山鉱山）

本鉱山は岩手県東磐井郡大津保村竹野下にあり，大船渡線矢越駅の南方約9 km の地点にあたる。

鉱床は主として中生層の粘板岩・砂岩，一部閃緑岩中に胚胎する石英脈である。鉱石は少量の黄鉄鉱を伴なう。休山中のため入坑不能である。

放射能測定の結果は自然計数 0.002 mr/h，砕も同程度で異常は認められなかつた。

4.2.15 浦島鉱山

宮城県気仙沼市浪方にあつて，大船渡線気仙沼駅の東方約3 km にあたる。現在探鉱（取開け）中である。

鉱山付近は古生層に属する黒色粘板岩・砂岩等が広く発達しており，さらに鉱山の東側近くをほゞ南北に通る東中才断層の東側は中生層の砂岩・粘板岩からなつている。鉱床は主として古生層の粘板岩中に胚胎する含金灰重石石英脈である。

放射能測定の結果，自然計数は坑口において 0.003 mr/h で，粘土を伴なう石英脈が 0.014～0.017 mr/h であつた。とくに放射能異常は認められない。

4.2.16 陣ケ森鉱山

本鉱山は宮城県気仙沼市唐桑町にあつて，大船渡線気仙沼駅の東方約 5.5 km にあたり，休山中である。

鉱山付近は中生層に属する砂岩・頁岩からなり，鉱床はこのなかに胚胎する含金銀石英脈である。

放射能測定の結果，自然計数 0.015 mr/h で，坑内の母岩および鉱脈は 0.015～0.018 mr/h を示し，とくに異常は認められない。

4.2.17 鹿折鉱山[9]

本鉱山は宮城県気仙沼市鹿折白石にあつて，大船渡線上鹿折駅北方 4 km にあたり，休山中である。

鉱山付近は古生層の黒色粘板岩・砂岩と，下部三畳紀

×数値はデテクトロン，シンチレーションカウンタで測定したもの(単位はmr/h)，
また(　)内の数値はフイリップスガイガーカウンタによるもの(単位 cpm)

第 7 図　千代ケ原鉱山八千代坑（中切坑）坑内地質鉱床および放射能強度分布図

び黄銅鉱からなり，このほか一般に磁硫鉄鉱が含まれ，金も含有される。脈石鉱物は石英が大部分である。

徳仙丈鉱山の2号坑・3号坑および4号坑内の母岩・鉱脈の放射能強度は次のとおりである。

1)　2号坑：粘板岩・砂岩等の母岩はおゝむね 0.008～0.015 mr/h，鉱脈は 0.007～0.016 mr/h であつた。

2)　3号坑：母岩は 0.005～0.019 mr/h，鉱脈は 0.006～0.017 mr/h，破砕帯は 0.008～0.016 mr/h，断層の部分は 0.007 mr/h であり，また，坑内の自然計数は場所により変動がみられたが，0.005～0.009 mr/h 程度であつた。

3)　4号坑：母岩は 0.005～0.018 mr/h，鉱脈は 0.006～0.015 mr/h，破砕帯は 0.007～0.017 mr/h，坑内の自然計数は 0.005～0.006 mr/h であつた。

に属する粘板岩等からなり，鉱床は主として古生層の層理に平行に胚胎し，走向 N30°E，傾斜 30°SE を示す含金タングステン石英脈である。鉱石鉱物は自然金・輝銀鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱および灰重石で，脈石鉱物は石英が主である。

放射能測定の結果は自然計数 15 cpm で，鉱脈も同程度であつた。使用機械は Pocket battery monitor を用いた。

4.2.18　徳仙丈鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡本吉町（津谷町曾坊堂）にあつて，大船渡線気仙沼駅から南方 20 km で津谷，さらに北方約 10 km にあたり，鉱山までトラックを通ずる。

地質は鉱山の北方に石英モンゾニ岩が広く発達しており，また鉱山付近は主として中生層の粘板岩・砂岩からなる。

鉱床は砂岩・粘板岩中の走向 N60°E，傾斜 50～70°NW を示す石英脈で走向延長約 300 m にわたつて認められており，脈幅は 0.5～7 m（富鉱部）程度である。鉱脈は狭い部分でも 2，3 枚の復成鉱脈からなるもので，鉱化作用は少なくとも2つに分けられる。すなわち，硫砒鉄鉱—石英脈が早期のもので，これに引き続いて硫砒鉄鉱—黄銅鉱—黄鉄鉱脈がみられる。

母岩は珪化作用を著しく蒙つて灰白色を呈する。鉱石鉱物は緻密な部分では，主として硫砒鉄鉱・黄鉄鉱およ

なお，当鉱床付近の坑外における自然計数は 0.005～0.006 mr/h である。

以上から明らかなように，現在のところ，とくに放射能異常は認められなかつた。

坑内地質および放射能強度の測定結果を示せば，第8図のとおりである。

4.2.19　御殿鉱山

本鉱山は宮城県気仙沼市にあつて，大船渡線気仙沼駅の南西約 9 km，松岩鉱山の南西約 5 km にあたる。昭和30年に開坑し，1号坑（鎗押坑道）は約 200 m 程度採掘が進んでいるが，現在休山中である。

鉱床は主として中生層の砂岩中に胚胎する鉱脈であるが，坑内では一部石英モンゾニ岩もみられる。鉱脈は走向 N40～60°E，傾斜 70°SW を示し，脈幅 20～60 cm である。鉱石は主として磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・石英からなり，そのほか少量の黄銅鉱・灰重石を伴なう。

放射能測定の結果は次のとおりである。坑口付近の自然計数は 0.007～0.008 mr/h，坑内の砂岩は 0.01～0.014 mr/h，鉱脈 0.012～0.015 mr/h，石英モンゾニ岩の一部では 0.023 mr/h を示した。坑内地質およびその放射能強度測定結果を第9図に示した。

4.2.20　御嶽鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡津谷町にあつて，仙北鉄道米谷駅の北東方 20 km，気仙沼線津谷町の西方約 2 km の地

第8図 徳仙丈鉱山坑内地質鉱床および放射能強度分布図

点にある。昭和20年9月以来休山中で，現在中切坑・川谷坑のみ入坑可能である。

鉱山付近の地質は主として中生層の砂岩・粘板岩が広く発達しているが，この一部は閃緑玢岩により貫かれている。

鉱床は砂岩・粘板岩中に胚胎する含金石英脈で，走向 N20～40°W，傾斜 50～70°W を示す。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱を含み，上部では金の品位が高く，時には肉眼的なものもあつた由である。

放射能強度は自然計数 0.006 mr/h，坑内の母岩・鉱脈とも 0.007～0.015 mr/h で，とくに異常は認められなかつた。

4.2.21 神宮鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡本吉町津谷にあつて，大船渡線気仙沼駅の南西方 24 km にあたり，休山中である。

鉱床は中生層の砂岩・頁岩と，これを貫く花崗閃緑岩中の石英脈である。鉱石は硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱が主で，それに少量の黄銅鉱・金を伴なう。

放射能強度は自然計数 0.004～0.006 mr/h で，坑内の母岩・鉱脈とも 0.005～0.008 mr/h，また大切坑の砕(主として閃緑岩)は 0.008～0.009 mr/h であり，異常は認められなかつた。

4.2.22 羽田鉱山

本鉱山は宮城県気仙沼市にあつて，大船渡線気仙沼駅南西方 8 km にあたり，休山中である。

鉱床は石英モンゾニ岩中の黄銅鉱・輝水鉛鉱石英脈で走向 N50～60°E，傾斜 70°SW，脈幅 0.3～0.5 m である。立坑が1本あるが水没している。

放射能強度は自然計数 0.005 mr/h，砕および鉱石 0.006～0.008 mr/h で，異常は認められなかつた。

4.2.23 岩倉鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡階上村鳥子沢・大谷村・気仙沼市にまたがり，大船渡線気仙沼駅南方 9 km にあたる。昭和16年頃まで盛大に稼行されたといわれるが，現在では休山中で，入坑不能である。

鉱床は中生層の砂岩・粘板岩・花崗閃緑岩中に胚胎する走向 N30°E～NS で，60～70° 東に傾斜する含金黄銅鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱石英脈である。

放射能強度は自然計数 0.005 mr/h，砕および鉱石は 0.005～0.007 mr/h で，異常は認められなかつた。

4.2.24 大谷鉱山

本鉱山は宮城県本吉郡大谷村平磯にあつて，大船渡線気仙沼駅の南方 7 km，気仙沼線大谷駅の北方約 3 km にあたる。現在日本鉱業株式会社が稼行中である。

地質は中生層に属する粘板岩・砂岩・礫岩等と，これ

×数値はデテクトロンで測定した放射能測定値（単位は mr/h）

第9図　御殿鉱山坑内地質鉱床および放射能強度分布図

を貫いて，閃緑岩・玢岩および輝石煌斑岩からなり，これら火成岩類の露出範囲は狭い。

鉱床は主として砂岩・粘板岩中にあつて，走向 NS～NNE で，本鏑のほかに2号・3号・4号・5号・西3号・一枚山および萱刈の8脈があり，このうち優勢なのは本脈および4号脈の2つである。

鉱石は自然金・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・テルル蒼鉛鉱・白鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・石英がおもで，また鉱脈の近くには柱石・透輝石・陽起石が生じ，時により鉱脈の中または盤肌に沿つて陽起石・絹雲母・長石を生じている所もあり，方解石脈もみられる。

放射能強度(長盛本鏑・新館坑)は次のとおりである。自然計数 0.002～0.003 mr/h，坑内の母岩（砂岩・粘板岩）0.01～0.015 mr/h，閃緑岩 0.007 mr/h，鉱脈 0.004～0.005 mr/h で，とくに異常は認められなかつた。

4.2.25　金取鉱山

本鉱山は宮城県気仙沼市にあつて，大船渡線気仙沼駅南西約7 km の地点に存在し，松岩鉱山の南方約1 km にあたる。

鉱床は安山岩中の鉱脈で，走向 N30～40°E である。旧坑は2号・3号・4号および5号坑が存在するが入坑不能である。

鉱石は黄銅鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・石英からなり，鉱脈の盤際には緑泥石が多い。

放射能強度は自然計数 0.002～0.003 mr/h であり，現在のところ異常は認められない。

4.2.26　不動鉱山(本吉不動鉱山)

本鉱山は宮城県気仙沼市新月村上にあつて，大船渡線新月駅の南方約2 km にあたる。旧坑と立坑のあとがあるが，休山中のため入坑不能である。

鉱床は新月噴出岩類中に胚胎する金・黄銅鉱石英脈で走向 N20～30°E，傾斜 70～80°SE を示す。

放射能強度は自然計数 0.006 mr/h，岩石 0.007～0.008 mr/h，砕 0.006 mr/h で異常は認められない。

5. 結　言

本地域の鉱床群は古生層および中生層の各堆積岩類中に迸入した花崗岩類に関連し，その生成の時期は中～上部白亜紀と考えられている。これらの鉱床群のうち，気仙沼市の西部地域では，いわゆる花崗岩類を中心として鉱石の帯状配列を示していることは興味あることで，その配列は中心部から ① Cu-W-Mo　② Cu-Ni-Co-W-As-

U ③ Cu-Zn-Pb-As-W ④ Au-Ag-As-Bi-Te となつている。東部地域ではこのような規則性は認められない。

今回の調査では Cu-Ni-Co-W-As-U の組み合せに属する松岩鉱山前田鉱床および隆盛鉱床以外には著しい放射能異常をみいだしえなかつた。しかしその鉱石鉱物の組み合せなどから，今後の調査によつては千代ケ原・大盛・羽田の諸鉱山には，ウラン鉱物が発見される可能性が考えられる。

松岩鉱山のウラン鉱の産状に関して次のことが判明した。

(1) ウラン鉱としては前田鉱床において閃ウラン鉱が確認された。

(2) 前田坑中段の閃ウラン鉱は主として鉱脈の上盤際の緑色電気石帯および上盤または下盤際の珪質鉱中に灰重石・硫砒鉄鉱および黄鉄鉱などと伴なつて産する。

(3) 隆盛坑のウランは角礫帯中に網脈状をなす。幅数 cm～10 cm の磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・硫砒鉄鉱および黄銅鉱鉱脈中に局部的に濃集している。角礫帯中には灰重石・電気石帯，粘土化帯および褐鉄鉱化等がみられるがとくに褐鉄鉱化が著しい。

(4) ウラン鉱の晶出は比較的初期の鉱化期に晶出したものと考えられる。

(5) 前田坑中段産ウラン鉱石を鏡下に観察すると，閃ウラン鉱は不規則粒状，時にリング状の colloform 組織を呈し，緑色電気石・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱およびタングステン鉱物と密接に共生する。

閃ウラン鉱の粒度は約 0.01～0.04 mm 程度のものが多いようである。

(6) 母岩の変質は緑泥石化・絹雲母化・珪化および部分的に電気石化作用が認められる。

7 隆盛鉱床および前田鉱床のウラン濃集部分から採取した数個の分析の例では次のようである。

隆盛鉱床　0.11～0.16 %U

前田 〃　0.067～1.4 %U

大体以上のことが判明しているが，ウラン濃集部分の規模・延長方向，さらには埋蔵鉱量等は今後の精査にまたなければならない。　(昭和 31 年 2 月調査)

文 献

1) 地質調査所：日本鉱産誌，I-a，主として金属原料となる鉱石，1955

2) 地質調査所：日本鉱産誌，I-b，主として金属原料となる鉱石，1956

3) 市川浩一郎：北上山地南部の三畳紀層，地質調査所報告特別号 A，p. 7～23，1951

4) 岩手県鉱業会：岩手県鉱山誌，1950

5) 金原均二：宮城県気仙沼町近傍の地質について，地質学雑誌，Vol. 52，No. 616，p. 282，1940

6) 近藤信興：大谷鉱山のテルル化蒼鉛鉱を伴う含金石英脈，地質学雑誌，Vol. 37，No. 437，1930

7) 南部松夫：宮城県松岩鉱山豆状褐鉄鉱について，鉱物学雑誌，Vol. 2，No. 4，p. 275～281，1955

8) 志井田功：宮城県気仙沼近傍の地質につきて，北上山地南部の地層学的研究 VII，東北大理学部地質古生物報告，33，1940

9) 鈴木 敏：鹿折および六黒見金山鉱床概査報文，地質要報，1，1905

10) 竹内常彦外 2 名：岩手県磐井鉱山大盛鉱床の銅鉱石について，含キューパ鉱鉱石研究 IV，東北大学選鉱製錬研究所彙報，Vol. 10，No. 2，p. 189～194，1954

11) 竹内常彦・南部松夫：岩手県大津保松岩地区およびその周辺調査報告，No. 2，p. 261～264，1956

12) 竹内常彦，南部松夫：松岩鉱山のウラン鉱床発見について，鉱山地質，Vol. 7，No. 23，p. 81～82，1957

13) 和田正美外 4 名：含ウラン・トリウム鉱物の分離に関する基礎的研究(第 3 報)，閃ウラン鉱の存在状態について，東北大学選鉱製錬研究所彙報，Vol. 13，No. 2，p. 131～140，1957

14) 渡辺万次郎：大谷鉱山産テルル蒼鉛鉱について，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 6，No. 5，1931

15) 渡辺万次郎：岩手県三枚山金山産岩漿分化金銅鉱床とその主成分鉱物キューパ鉱について(概報)，(1)，(2)，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 18，No. 1，p. 10；No. 2 p. 69，1937

16) 渡辺万次郎：岩手県三枚山産岩漿分化金銅鉱(要旨)，地質学雑誌，Vol. 44，p. 551，1937

17) 渡辺万次郎：岩手県三枚山鉱山産岩漿分化金銅鉱(第 2 報)(第 3 報)，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 19，No. 5，p. 328，1938；Vol. 21，No. 1，p. 113，1939

18) 渡辺万次郎：岩手県東楽金鉱床の特質，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 21，No. 6，p. 275～284，1939

19) 渡辺万次郎：東北地方における金属鉱床の生成時代とその型式，岩石鉱物鉱床学会誌 Vol. 29，No. 1，p. 1～11，1943；Vol. 30，p. 34～42，1943

20) 渡辺万次郎：岩手県千代ケ原鉱山産輝鉄コバルト鉱および硫砒ニッケル鉱，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 29，No. 6，p. 271～286，1943

21) 渡辺万次郎：宮城県の地下資源，1950

553.494：551.76(521.13)：550.835＋550.85

気仙沼東北方鹿折東部地区の放射能異常地

奥海　靖*　岡野武雄**　島津光夫**

昭和31年行なわれたエアボン，カーボンによる調査により，比較的高い放射能強度を示すことが認められた気仙沼東北方地域の堆積岩について，昭和32年1月14日～20日の間地表の概査を行なつた。それらの結果について簡単に報告する。

1．調査の概略

調査路線は，カーボンで高い放射能異常が認められた気仙沼市鹿折から唐桑村只越に至る県道，浪板から石割峠を経て舞根に至る路線，舞根から小々汐に至る路線，東中才から夜這路峠に至る路線，西中才から東方の沢の5本の路程である(第1図註1))。

比較的高い放射能を検出した各地点におけるシンチレーションカウンタ註2)による測定値，ガイガーカウンタ註3)による測定値と若干の分析値を第1表に示した。

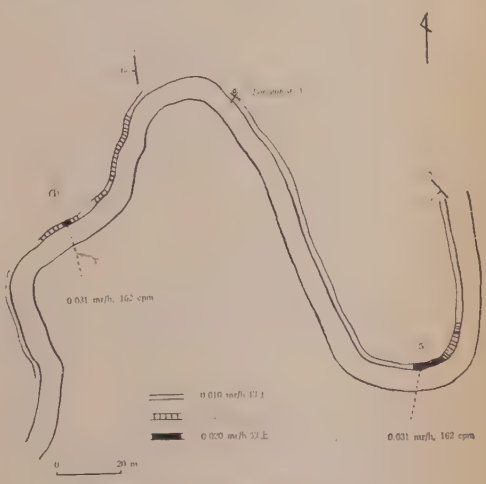
第1図　鹿折東部地区地質略図

鹿折―只越間の県道沿いは，①および③，④，⑤の地点付近で，高い放射能を示すが，露出が良く，周囲との関係を確かめることができるので，とくに③，④，⑤の地点付近は，簡易測量を行ない，1m あるいは5m 間隔に測定した。その結果は第2図に示した。

第　1　表

地点	mr/h	cpm	岩　質	U%
1	0.022	92	細粒砂岩	
2	0.016	51	同　上	
4	0.029	140	同上	0.001
	0.031	160	同上(風化)	0.001
5	0.031	162	同　上	0.001
6	0.021	60	同上(縞状)	
7	0.022	66	同　上	
8	0.020	65	黒色泥岩	
9	0.030	100	砂　岩	0.001

測定値はすべて露頭における値を示す。(U 分析：松田敬子)



第2図　東浜街道異常地点のルートマップ

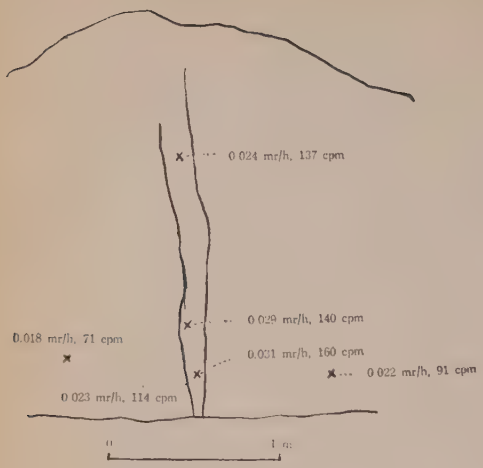
この地域の最高の値は，④の地点の 160 cpm，0.031 mr/h，と⑤の地点の 162 cpm，0.031 mr/h，⑨の地点の 100 cpm，0.030 mr/h である。④の地点では第3図のよ

註1)　概略の地質図は志井田功の図幅調査の資料を用いた。

註2)　Scintiscope Reed-Curtis Scientific instrument Co.

註3)　DC-P3 型医理学研究所

*　仙台駐在員事務所
**　鉱床部



第 3 図　露頭のスケッチ（第 2 図の④）

うに割れ目に沿つてやゝ濃集している。

④の地点：0.020 mr/h より高い値を示す部分は，2 m±の幅で，そのうちの 30 cm の幅の部分が，0.030 mr/h 前後の値を示している。風化した褐色の細粒砂岩で，高い値を示す部分と周囲の部分との関係は野外では区別できない。

⑤の地点：層厚 11 m の濃青灰色砂岩の部分が，0.020 mr/h より高い値を示し，そのうち風化した砂岩との境界付近に 0.031 mr/h の値を示す点が認められる。地層の走向・傾斜は，N25°W，55°W である。

⑨の地点：3～4 m の間，0.020 mr/h 以上の値を示しその一部に 0.030 mr/h の値を示す点が認められる。灰褐色砂岩からなる。

2．砂岩の構成鉱物

採集した試料（砂岩）は，顕微鏡的観察によれば，石英・斜長石・微斜長石・雲母等の破砕された結晶からなる砂岩（アルコース質）で，ジルコンの破砕された結晶が，多量に含まれている。そのほか褐簾石を若干含むものもみられる。しがたつてこれらの砂岩の示す高い放射能は，含有されるジルコンが濃集していることによるものと考えられる。

3．砂岩の層位的関係

この地域は中生代ジュラ紀層の分布地域で，向斜構造の良く発達することが知られている。

今回の調査による高い放射能を示す点は，志井田功による小々汐層[1]（上部ジュラ紀）の基底に近い部分に当る。その上部の地層は優白質なアルコース砂岩からなり，異常地点の砂岩から *Torigonia* sp. が産している。これらの点から，放射能の高い地層は，小々汐層の基底に近い一つの層準として追跡できるものと考えられる。なおこの地域に分布する閃緑岩は放射能強度に影響を与えていない。

なお参考のために，シンチレーションカウンタによるこの地域の堆積岩・火成岩の放射能強度も附記する。

細粒砂岩	小々汐層	0.020～0.024（最高0.031）
中粒～粗粒砂岩	小々汐層	0.012～0.014
砂質頁岩	小々汐層	0.015～0.017
黒色頁岩	舞根層	0.016～0.022
新月火山岩類		0.008～0.010
閃緑岩		0.009～0.012
玢岩	小岩脈	0.011
玢岩	梶ケ浦角閃玢岩	0.007

（単位 mr/h）

（昭和 32 年 1 月調査）

文　献

1）志井田功：宮城県気仙沼近傍の地質に就きて，東北大理学部地質古生物学教室研究邦文報告，No. 33，p. 1～72，1940

552.5 : 550.835

岡山県津山東部地域放射能強度報告

長浜春夫* 星野一男**

Radioactive Anomalies in Eastern Tsuyama, Okayama Prefecture

by
Haruo Nagahama & Kazuo Hoshino

Abstract

The Tsuyama basin consists of Tertiary and Quaternary sedimentary rocks and basal rocks such as Paleozoic, Mesozoic, volcanic and granitic ones occupy the surrounding mountains.

Surface examination with a portable Geiger counter indicated no significant abnormal radioactivity.

要　旨

津山東部地域において，おもに堆積岩中の放射能強度を測定した。今回調査した範囲は津山市東部，加茂町南部，勝北町・奈義町および植月村にわたり，東西約 16 km，南北約 10 km の地域である。

本調査地域の地質は，古生層（英田層および苫田累層）・中生層（広野累層）・第三紀層（植月層・吉野層・高倉層）および第四紀層（日本原層）に大別される。また火山岩類・花崗岩類および岩脈類も分布する。地質については河合正虎の 5 万分の 1 地質図幅津山東部を利用し，その主力を堆積岩，とくに第三紀層および第四紀層の放射能強度の実態を把握することにつとめたが，放射能の異常地点は認められなかつた。

1. 地質概説（第 1～3 図参照）

本調査地域内に分布する地層を概説すると，

古生層　いわゆる秩父古生層に属し，全体として千枚岩質である。輝緑岩を伴なう。

中生層　上部三畳系に属し，泥岩を主とする泥岩砂岩の互層であつて，礫岩および泥質泥岩の薄層を挟有する。

第三系　本系は淡水～浅海成の堆積物であつて，地域ごとに岩相変化に富み，植月層・吉野層および高倉層の 3 つに分けられる。本系の厚さは 300 m 内外とされている。

植月層：本層は前述した古期岩類を不整合に被覆し，礫岩・砂岩・泥岩からなり，また薄炭層を挟む。

吉野層：本層は植月層を覆つているが，ところによつては直接に基盤を覆蔽している。礫岩を主とし，砂岩・泥岩を従とする粗粒の堆積物である。

高倉層：本層は吉野層を覆い，淡青灰色泥岩を主とし軟弱細～中粒砂岩をわずかに挟む。

日本原層　本層は第四系とされ，おもに礫岩からなりところどころに含礫砂岩～粗粒砂岩薄層を挟む。礫は一般に角礫で大きく，最大のものは径 6 m に達するものもあり，拳大～胡桃大が普通である。本層の厚さは 5 m 内外であるが，厚いところでは 30 m に達するところもある。

2. 放射能強度分布（第 1 図参照）

今回の調査に使用した測定器はガイガー計数器で，医理学研究所製 DC-P3 型である。

2.1 調査方法

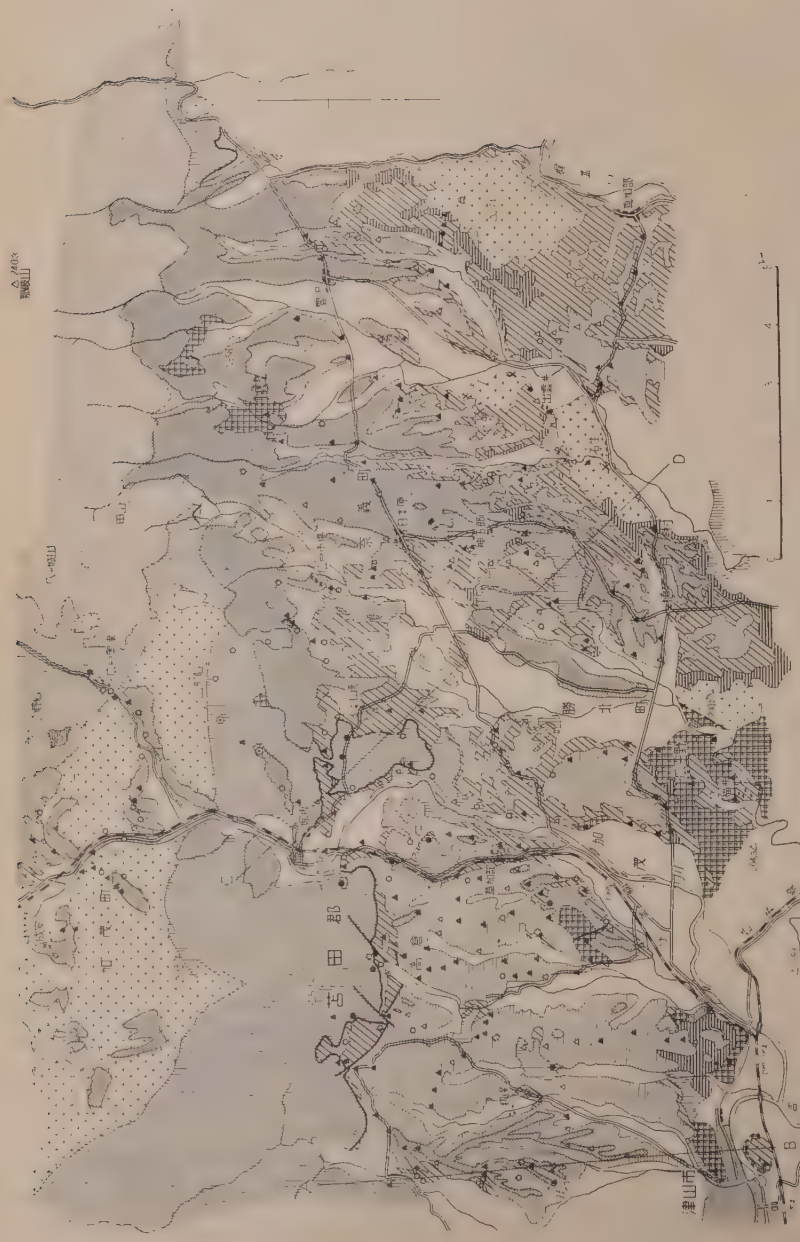
核原料物質調査の一環として，とくに堆積岩に含まれる放射能物質の分布状態を知るために，各岩層の自然露頭において放射能強度を測定した。

測定方法はいずれも自然露頭において GM 管と露頭面との距離をつねに一定（約 9 cm）に保ち，3 分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は調査期間中，毎朝苫田郡加茂町の宿舎において，計数値を 3 分間測定した。計数比はこれら 2 つの値から計算したものである。

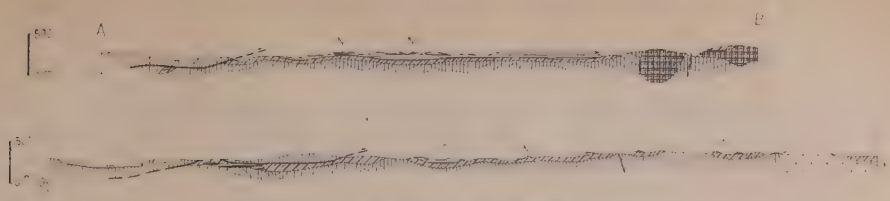
2.2 測定結果

調査地域内の各測定地点における放射能強度としては，その地点における計数値の自然計数値に対する比率

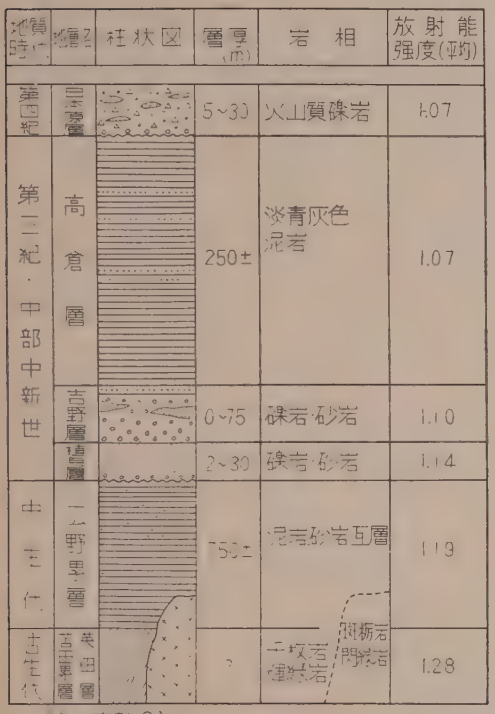
* 地質部
** 燃料部



第1図 津山東部地域地質図および放射能強度計数比図(津山東部図幅による)



第 2 図　地 質 断 面 図（津山東部図幅による）



註：文献 2）による

第 3 図　地 質 模 式 柱 状 図

すなわち計数比で示した。測定結果は第 1 図に示すように、各測定地点における計数比を 0.51～0.69、0.70～0.99、1.00～1.29、1.30～1.50、1.60～1.89 および 1.90～1.95 の 6 段階に分けて地質図に示した。調査結果を各地層（岩相）別に分けると、その計数値の平均比は第 1 表のようになる。

この表から下記のことが知られる。

1)　下位の古い地層から上位の新しい地層になるに従つて、その計数比が小さくなる傾向がある。

2)　最も高い値を示すものは岩脈類で、最も低いものは高倉層および日本原層の堆積岩層である

第 1 表　岩層別平均計数比一覧表

地　層　名	計 数 比	計測試料個数
日 本 原 層	1.07	60
高　倉　層	1.07	106
吉　野　層	1.10	71
植　月　層	1.14	20
広 野 累 層	1.19	10
英田層（苫田累層）（古期輝緑岩を含む）	1.28	49
火 山 岩 類	1.31	6
花 崗 岩 類	1.17	28
岩　脈　類	1.52	6

3. 結　論

本調査の結果，とくに精査の必要となるような放射能強度の高いところを発見することはできなかつた。しかし，調査結果から堆積岩の放射能強度の計数比は下位の地層から上位の地層にゆくにしたがつてわずかながら小さくなる傾向がみられる。

（昭和 34 年 11 月調査）

文　献

1) 竹原平一・中村久由：岡山県津山東部炭田日本原地区調査報告，地質調査所月報，Vol. 2, No. 2, 1951

2) 河合正虎：津山東部図幅の地質と美作衝上について，地質学雑誌，Vol. 58, No. 682, 1952

3) 河合正虎：5 万分の 1 地質図幅「津山東部」，および同説明書，地質調査所，1957

553.497.2 : 550.835(521.76)

奈良県・和歌山県下のアンチモン鉱床における放射能強度

北 卓 治

いわゆる紀伊半島の中軸部，十津川流域に分布する時代未詳の中生層中に胚胎する各種の金属鉱床を大別すると，左表のとおりである。

筆者はウラン探査の一環として上記の諸鉱床についてその代表的な鉱床を選択して，その放射能強度を概査した。その結果，放射能強度は自然計数の2倍に達するものはみられなかつた。

鉱 種	母 岩	調査鉱山
輝安鉱石英脈	砂岩・頁岩・角岩	高津・林盛・大林・和州・奥尾谷・高森・範多
層状含銅硫化鉄鉱	輝緑凝灰岩・頁岩	赤 滝
黄鉄鉱閃亜鉛鉱黄銅鉱石英脈	砂岩・頁岩・石英斑岩	竹岡・熊野

553.3/.4 : 550.835(521.52)

長野県南佐久郡下金属鉱床の放射能強度

河内洋佑* 井上秀雄*

要旨

長野県南佐久郡下の19鉱山について，放射能強度分布概査を行なつた。

同郡下の地質は千曲川東岸のいわゆる川東地域と，西岸の川西地域とでは対照的に異なつている。すなわち，川西地域は主として八ケ岳・立科火山群の火山砕屑物とこれに関係する湖成堆積物などからなる。これに対して，川東地域は，関東山地の一部をなすものであつて，秩父系の古生層を基盤とし，小仏層群，鳥の巣層群そのほかの中生層・内山層そのほかの第三紀層，これらを覆う洪積世の火山岩類，火山砕屑岩類が分布し，第三紀層を貫いて深成岩類の岩株および火山岩脈が露出している。

酸性深成岩は北方に分布するものほど，また小規模の岩体ほど塩基性であり，かつ浅所固結相を示していて，岩相は黒雲母花崗岩から，閃雲閃緑岩・閃緑玢岩まで変化する。接触変成作用はあまり著しくないが，黄鉄鉱化・緑泥石化・珪化などの熱水性変質作用を与えていることが多い。その分布から3つの岩体群が区別される。北方から茂来山岩体群・御座山岩体群・甲武信岳—金峯山岩体であつて，前2者は互いに雁行してNNE方向に並んだ配列を示す小岩体の集まりである。このほか石英斑岩・石英粗面岩・安山岩などの岩脈が郡内各所に散在する。

郡下の鉱床は，火山に関係する1，2のものを除けばすべて川東地域に集中しており，今回調査を行なつたものも，すべて川東地域のものであつた(表参照)。

鉱床はその胚胎する地質環境から4つの型に大別される。すなわち最も多いものは，酸性迸入岩体の近傍に分布する高熱交代鉱床で，次に古生層チャートを母岩とするマンガン鉱床，流紋岩に伴なう熱水鉱染鉱床，蛇紋岩中のクロム鉱床などがある。

高熱交代鉱床は，古生層・中生層の石灰岩・石灰質頁

鉱山名	位置	地質および鉱床・鉱物	放射能異常の有無その他
丸山鉱山	臼田町臼口字丸山	古生層の石灰質輝緑凝灰岩と石英斑岩の接触鉱床，黄鉄鉱・方解石・緑簾石	異常なし，休山中
大日向鉱山	佐久町大日向霧久保沢	中生層の石灰岩・石灰質頁岩と石英閃緑岩の接触鉱床，磁鉄鉱・黄鉄鉱・灰鉄輝石・緑簾石・灰ばんざくろ石・灰鉄ざくろ石・透輝石	珪化の強いホルンフェルス中に0.03 mr/h（自然計数0.007 mr/h）たゞし分析では0.0000%U_3O_8 休山中
都沢鉱山	佐久町大日向都沢	古生層の石灰岩と蛇紋岩との接触部付近にできた接触型鉱床，磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・灰鉄輝石	異常なし，休山中
東信鉱山	北相木村山口部落南東2.5 km	古生層と細粒黒雲母花崗岩との接触鉱床，黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・灰鉄輝石	異常なし，休山中
御座鉱山 栗生鉱山	南相木村上栗尾部落北方	古生層石灰岩と花崗岩との接触鉱床，磁鉄鉱ざくろ石・灰鉄輝石・方解石・緑簾石	異常なし，休山中 両山は同一鉱体
竜王第一鉱山	南相木村中島部落東方	古生層石灰質岩と閃雲花崗岩との接触鉱床，黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・輝水鉛鉱・ざくろ石・灰鉄輝石・方解石	異常なし，休山中
種入鉱山	臼田町臼口種入	漸新世内山層と石英斑岩の接触鉱床といわれる。鉱石をほとんど認めず	異常なし，休山中
竜王第二鉱山	北相木村新井南方1.5 km	古生層の石灰質岩と石英斑岩との接触鉱床，磁硫鉄鉱・磁鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・灰鉄輝石・珪灰鉄鉱・灰ばんざくろ石・鉄ばんざくろ石・緑簾石・角閃石・方解石	角閃石スカルンの一部に0.02 mr/h(0.002% U_3O_8) 休山中
相島鉱山	南相木村中島部落南方2.3 km	上部ジュラ紀の石灰岩・石灰質粘板岩と流紋岩との接触鉱床，鉄閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・緑簾石・ざくろ石・方解石・珪灰石透輝石	異常なし，金峯鉱業（株）開発中，従業員19人（長野試登 5447）

* 鉱床部

鉱 山 名	位 置	地質および鉱床・鉱物	放射能異常の有無その他
青 沼 鉱 山	臼田町青沼曾原鉱泉北方	古生層チャート中の二酸化マンガン	異常なし，休山中
佐 久 鉱 山	小海町川平	古生層チャート中の二酸化マンガン	鉱体付近の上下盤粘板岩中に 0.03 mr/h (0.001-% U_3O_8) 休山中
三 川 鉱 山	南相木村三川部落上流 2.5 km	古生層チャート中のマンガン・二酸化鉱・菱マンガン鉱・バラ輝石	異常なし，休山中
大 倉 鉱 山	中込町若水南方 1.2 km	漸新世内山層中の黄鉄鉱石英脈	異常なし，休山中
落 窪 鉱 山	臼田町臼口落窪沢	古生層中に貫入した流紋岩中の黄鉄鉱鉱染	異常なし，休山中
余 地 鉱 山	佐久町余地芝目谷	古生層中に貫入した流紋岩付近の鉱染鉱床，黄鉄鉱・硫砒銅鉱	異常なし，休山中
十 角 平 鉱 山	佐久町大日向水堀十角平	中生層中の硫化物粘土脈，黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱	異常なし，休山中
大 深 山 鉱 山	川上村大深山馬越峠付近	古生層中に貫入した流紋岩付近の鉱染鉱床，黄鉄鉱・閃亜鉛鉱	異常なし，休山中
大 日 鉱 山	佐久町大日向鍬掛沢	蛇紋岩中のクロム鉄鉱鉱床	異常なし，休山中

註) 放射能強度測定は CAE 製 Transcint 1001 型シンチレーションカウンタによる。

岩などと，酸性迸入岩体との接触部付近に胚胎している．その分布と，関係する酸性迸入岩類とによつて，4群に区別される．北から茂来山鉱床群・御座山鉱床群・甲武信岳一金峯山鉱床群および石英斑岩に関係する鉱床群である．これらのうち前3者は，それぞれ同名の酸性深成岩体に関係するものであるが，岩質が塩基性に偏したもの，すなわち位置的に北方に寄つたものには，この種の鉱床は伴なわれがたい傾向が認められる。

放射能異常は著しいものは認められなかつたが，竜王第二鉱山廃石中の主として角閃石からなるスカルン中に 0.02 mr/h の異常があり，自然計数 0.01 mr/h)，分析の結果 0.002 % U_3O_8 を得た。また佐久マンガン鉱山の鉱体下盤の厚さ 50 cm の黒色粘板岩中に 0.03 mr/h の異常があり，0.001-% U_3O_8 を得た。たゞしこれらはいずれもきわめて局所的な異常であり，品位・鉱量とも期待できない。 (昭和 34 年 11 月調査)

資　　料

553.2.061 : 549.02 : 536.7

外的条件と鉱物組成の相関関係*

D. S. Korzhinskii

小西　善治訳

多重成分系の化学ポテンシャル図

化学ポテンシャル図は，2つの平衡内包因子と物質系の状態との相関関係を表わす図の特定の場合が示されてある。

この種の図では，温度一圧図が最もよく知られている。$k+2$ 相の各共生成分 k の物質系では，Gibbs の法則により不変系であつて，$p-t$ 図の一定の点に対応する。相中1相が消滅する条件下では，残存 $k+1$ 相の共生関係は，1変系となる。すなわち $p-t$ 図では，不変系点からでる 2～3 の曲線に対応するはずである。一般的な場合には，$k+1$ 相と異なる共生関係の $k+2$ が求められるであろう。すなわち不変系点からは，スクレィネマケルス束と呼ばれている反応束を形成する $k+2$ の1変系平衡曲線がでるはずである。2曲線束間の場は，圧力および温度条件に対応し，この場合には，安定する共生関係を示す与えられた物質系では，k 相以上は同時的に存在できない。各場に対しては，モデルあるいは図表で表わされる k 成分含量の相関関係と相組成との間に同意義的対応がみられる。したがつて各場には，1の定鉱物相が対応するといえよう。

1変系に対する $p-t$ 図の構成特性は，Skrejnemakers が数学的，物理化学的観点から詳しく研究した。Niggli のよく知られている著書は，スクレィネマケルスの方法を地質学者のために書いたものである。

$p-t$ 図を作成するには，全1変系反応の温度，容積効果を知ることが必要である。しかしこのような諸効果は，少数の1変系反応についてのみ知られている。したがつて $p-t$ 図の広範な適用可能性は制約される。さらにこの種の図の作成に関する問題に戻ろう。

1変系における鉱物の共生関係を研究する場合に，大きな意味をもつものは，反応系の2成分の化学的ポテンシャル値が座標軸にそつて投影されている物質系図である。$p-t$ と類似化学的ポテンシャルは，内包パラメータの形をとるから，化学ポテンシャル図は，$p-t$ 図と同一の構造をもつている。一般的にいえば，座標としては，任意の2成分ポテンシャルが選ばれるであろう。しかし与えられた岩石が生成される場合に，全移動性となるような成分の化学的ポテンシャルと共生現象との相関関係を示す図がとくに有用である。

2全移動成分のポテンシャルによつて左右される虚不動成分 k_i 系の共生現象をみてみよう，たゞし任意の数値 $p-t$ および他の全移動成分 μ は一定とする。この場合には2種の全移成分 $f-g$ の化学的ポテンシャルは変わるが，残りの外的条件は，不変と考えられるから，相律により次式が求められる。$n=k_i+2-\phi$，したがつて極大鉱物数は k_i+2 となる。$\mu_f-\mu_g$ 図でこのような鉱物数をもつ各共生関係は1変系エレメント点に対応し，その点から，一般には k_i+1 鉱物の各共生関係に対応する k_i+2 1変系曲線がでる。k_i 鉱物数をもつ共生現象は，2

* Д. С. Коржинский: Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Глава IV, Зависимость минерального состава от внешних условий, p. 126～151, Издательство академии наук СССР, 1957

この訳文は地質調査所月報，第10巻，第12号，p. 75—(1111)～94—(1130)の続きである。

変系である。この2変系は変系曲線間の場に対応する。各2変系の場では，不動成分との相関関係によつて鉱物相の組成が異なつてくる現象は，特別のモデルまたは図で表わされるのであろう。最も明白に表わされる場合は，3虚不動成分のみが反応系中に存在するような $\mu_f-\mu_g$ 図である。この場合には，各2変系の場の共生関係は，普通の三角組成図——3不動成分比によつて異なつてくる——で示すことができるであろう。

3虚不動成分 a, b, c からなる(反応)系では，μ_f と μ_g の全移動成分の化学的ポテンシャルの値が一定で，そのうえほかの外的条件が不変で，かつ自発的（voluntary）である場合には，5種鉱物までの共生が可能である。いま5鉱物 $A+B+C+D+E$ の共生平衡が観察によつて確認されたとしよう。この種の共生鉱物は，$\mu_f-\mu_g$ 図では一定の点に対応する。この点からは，次の5つの(組合せ)4種鉱物共生関係の存在可能性を示す5線がでる。$B+C+D+E$, $A+C+D+E$, $A+B+D+E$, $A+B+C+E$, $A+B+C+D$ この5つの組合せの共生は，A, B, C, D, E の1鉱物ずつを5鉱物共生関係から逐次消去して求められる。この1線中間の場では，3種以下の鉱物が同時的に安定である。4鉱物曲線によれば，1つの場からほかの場へ移行する場合に完了される反応平衡条件が与えられる。4鉱物曲線の方向性を求めるためには，対応反応の方程式をつくるべきである。いま過渡反応方程式は，$a'A+b'B+c'C+d'D+(f'f)+(g'g)=0$（こゝで a', b', c', d', f', g' の係数は正の部分と負の部分を示すものとする）である。4鉱物平衡が維持されるためには，質量法則により次の条件が必要となる(方程式(46)，地質調査所月報，第10巻，第11号，p. 95—(1035)参照)。

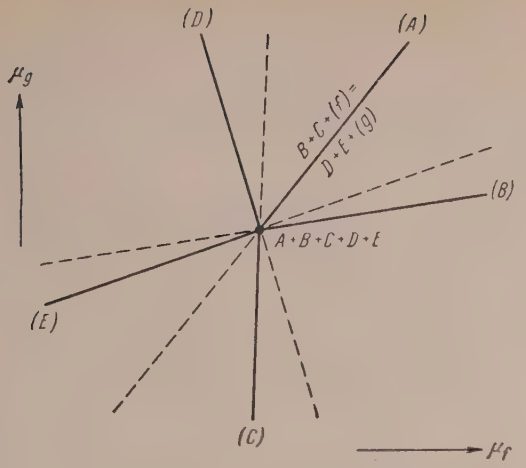
$$f'd\mu_f+g'd\mu_g=0 \quad \text{または} \quad \frac{d\mu_g}{d\mu_f}=-\frac{f'}{g'}$$

この方程式によれば $\mu_f-\mu_g$ 図で $A+B+C+D$ の4鉱物線の方向が求められる。この種反応では，またほかの全移動成分の吸収を伴なう。しかし条件的には，化学的ポテンシャルは不変であるから(ポテンシャルの微分値は0に等しいから，方程式(46)から除かれる(地質調査所月報，第10巻，第11号，p. 95—(1035)参照)，化学的ポテンシャルは，平衡線の方向に影響を与えない。$d\mu_g$: $d\mu_f$ の比は f および g 成分が反応の際に同時的に吸収されるならば，負となるが，1成分の吸収が他成分の析出を伴なうならば，正となるであろう。

化学ポテンシャル図では，不変組成の鉱物間の反応に対する平衡線は，直線となるであろう。この場合には，全移動成分の化学的ポテンシャルの変化は，反応に基づく吸収または析出成分量に影響を及ぼさないからである。可動組成の鉱物間に起る反応では，全移動成分 f と g との化学的ポテンシャルの変化が鉱物中における含量変化を誘起し，反応に干与する成分量が変わつてくるから，曲線となるであろう。

一般的な場合には，各反応曲線は，束の中心となる不変（系）点の一方の側にのみ有効である。Skrejnemakers の提案によれば，括弧中に含まれている鉱物のシンボル——所与の線に対する反応に干与しないような鉱物——で，1束の各不変系線を表わしている。このような場合には，$B+C+D+E$ の平衡線は (A)，$A+C+D+E$ 等 (B) で表わされる。したがつて1種以上の鉱物部分が反応に干与しない特殊の場合が可能となる。このような場合だけ，平衡曲線が反応束の中心から両側に沿う領域で安定となる。

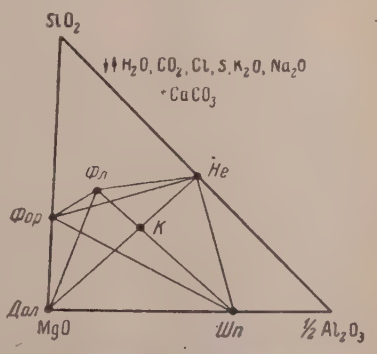
次に (A) 反応線をつくつてみよう。(A) $b'B+c'C+f'f=d'D+e'E+g'g$, こゝではすべての係数は正である。Le chatier の法則により，増大側 μ_f および減少側 μ_g の平衡線上では，$D+E$ 共生が安定となるが(第73図)，平衡線のほかの側では $D+E$ 共生は不安定となり，その代りに $B+C$ 共生が安定となる。$(B)=A+C+D+E$ および $(C)=A+B+D+E$ 平衡では，$D+E$ 共生が干与する。したがつて (B) および (C) 束の安定部分は，$D+E$ の半面——束線の右下——にあるはずである (D) と (E) の平衡線の相似の安定部分は $B+C$ の半面(第73図)にもあるはずである このような配例規則（スクレィネマケルスの法則）は，任意の束線に関して守らなければならない。



第 73 図　Skrejnemakers の法則による不変点周辺の 1 変系反応線の安定部分の配例状態を示す。$B+C$ の共生鉱物は (A)：$B+C=D+E$ の平衡線より左側上部で安定であるから，1 変系共生(鉱物)(B) および (C) の平衡線の安定部分は (A) 線より右側下部に位置している

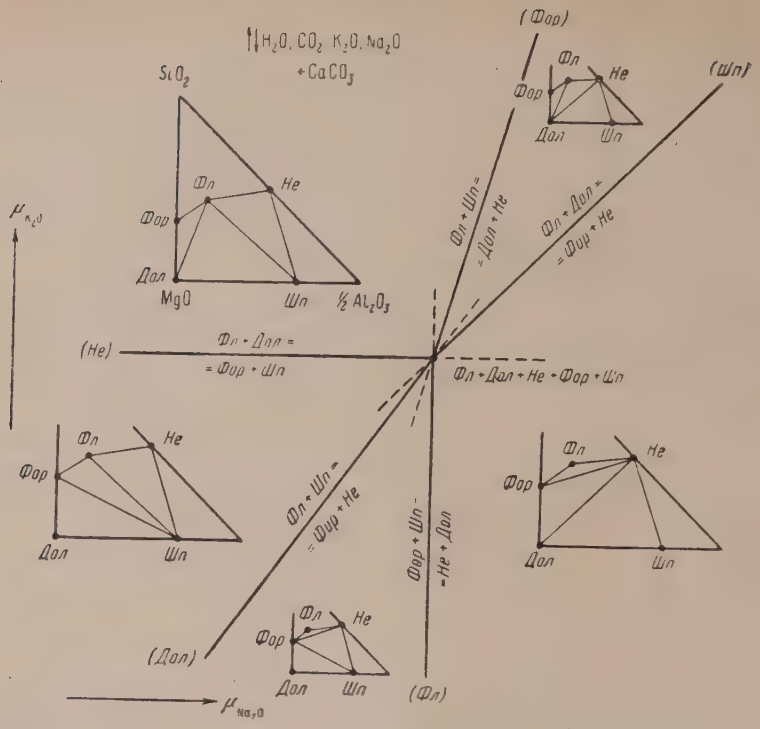
1 例として，南部沿海州の古代の天藍石鉱床にみられる変成岩をあげておこう。この種鉱床の生成過程では，完全移動挙動は，H_2O, CO_2, Cl, S, SO_3, K_2O, Na_2O にみられる。最初の 2 成分は，徐々にポテンシャルが一定となるが，他の成分は，徐々に変動を示す。Cl, S, SO_3 のポテンシャルの変動は，ある場合には，Cl, S, SO_3 が充分に高ポテンシャルでないために天藍石および藍方石の代りに霞石が生成されることをみても明らかである。単純な例としては，Cl, S, SO_3 成分が系に含まれていない時に霞石が生成される場合があることに留意すべきであろう。カリおよびナトリウムのポテンシャルの変動は常にみられ，共生関係の変化に表われている。

カリウムおよびナトリウムのポテンシャルは，共生鉱物の型を決定する要因にあげられる。上述の変成岩は，大理石中に存在し，方解石を含んでいるかまたは方解石で飽和されているので，カルシウムは，過剰成分である。鉄は，この種の岩石類中では，類質同像混合物としてきわめて僅か包まれている。虚不活動成分としては，Al_2O_3, SiO_2, MgO があげられる。したがつて本例では，成分の挙動として次のことが考えられる。(1) 不変のポテンシャルをもつ全移動成分—H_2O, CO_2；(2) 仮想全移動成分—K_2O, Na_2O；(3) 過剰全移動成分—CaO；(4) 虚不活動成分—Al_2O_3, SiO_2, MgO；(5) p と t とが不変である。



第 74 図　白雲石 Дол (*Dol*) 霞石 He (*Ne*)，金雲母 Фл (*Phl*)，苦土カンラン石 Фор (*For*)，尖晶石 Шп (*Sp*) の配例を示す

この条件に対して，交代(飽和) 方解石中にみられるカリおよびナトリウム——沿海州の原生代岩石中に発達している——の全ポテンシャル値に対応する 1 変系線束図を作成した。ここでは，多数の鉱物をもつ共生関係，すなわち白雲石 (*Dol*)＋尖晶石 (*Sp*)＋霞石 (*Ne*)＋金雲母 (*Phl*)＋苦土カンラン石 (*For*) の共生関係に対応する 1 点のみをあげておく。すでに指摘しておいたように，このような共生関係の安定性は，所与の片麻岩系の変成岩中にみられる共生関係を系統的に解析して確認される。



第 75 図 過剰カルシウムの条件下の 3 成不動成分 MgO—1/2 Al_2O_3—SiO_2 をもつ多成分系に対する Na_2O, K_2O の化学ポテンシャル図。沿海州の原生代の交代天藍石鉱床の鉱物相

対象鉱物類は次の組成をもつ。

白雲石 (*Dol*)·····$MgO \cdot CaO \cdot 2CO_2$

尖晶石 (*Sp*) ·····$MgO \cdot Al_2O_3$

霞　石 (*Ne*) ·····$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$

金雲母 (*Phl*)·····$2H_2O \cdot K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$

苦土カンラン石 (*For*)····$2MgO \cdot SiO_2$

この種鉱物類の組成が 1/2 Al_2O_3—SiO_2—MgO 三角形図への配列は，第 74 図に示されてある。このような条件の下では，5 種鉱物の共生関係は，不変系であつて，μ_{Na_2O}—μ_{K_2O} 図の若干点に対応する (第 75 図)。

各 4 鉱物共生は，不変点からでる束線に対応する。束線をひくためには，物質系の鉱物間に考えられる全反応の方程式をつくることが必要である。たゞし閉系条件では，不動成分閉係，開系では全移動成分閉係によつて反応式を求めるものとする。第 74 図では，各反応は，対鉱物を結び付ける 2 円錐の交点に対応する。したがつて k 点組成は，*Phl*+*Sp* かまたは *Dol*+*Ne* かの共生関係を表わしているであろう。すなわちこの種共生関係は，K_2O および Na_2O のポテンシャルによつて，次のような非可逆，可逆反応が可能であるからである。

$$Phl + Sp + f\ Na_2O = Dol + Ne + gK_2O$$

Na_2O は霞石にのみ，K_2O は金雲母のみに含まれていることに留意するとともに，第 74 図の鉱物組成の相対的配列によれば，5 種鉱物間の次の可能な反応方程式が求められる (たゞし CaO, H_2O, CO_2 の反応干与が Negligible とする)。

1) $(Ne)\ n^1_{Dol}\ Dol + n^1_{Phl}\ Phl = n^1_{For} For + n^1_{Sp}\ Sp + g^1 K_2O$

2) $(Phl)\ n^2_{Dol}\ Dol + n^2_{Ne} Ne = n^2_{Sp} Sp + n^2_{For}\ For + f^2 Na_2O$

3)　$(For)\ n^3_{Dol}Dol+n^3_{Ne}Ne+g^3K_2O=n^3_{Sp}Sp+n^3_{Phl}Phl+f^3Na_2O$

4)　$(Dol)\ n^4_{Sp}Sp+n^4_{Phl}Phl+f^4Na_2O=n^4_{For}\ For+n^4_{Ne}Ne+g^4K_2O$

5)　$(Sp)\ n^5_{Dol}Dol+n^5_{Phl}Phl+f^5Na_2O=n^5_{For}For+n^5_{Ne}Ne+g^5K_2O$

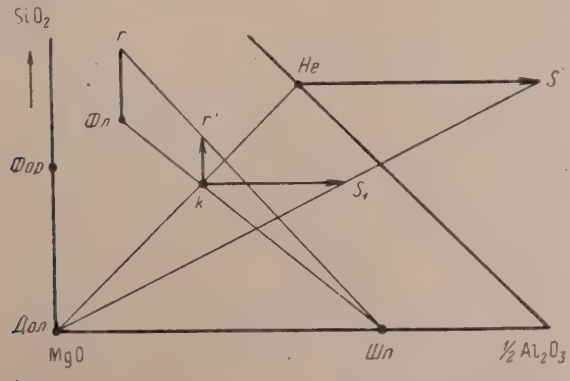
質量作用の法則により，4種鉱物平衡の1変系線の傾きを決定するためには，g/f 係数比を知ることが必要である。いま反応中に2仮想移動中1成分のみが反応に干与するならば，g/f 比は0に等しいかあるいは∞となる。すなわち μ_{Na_2O}—μ_{K_2O} 図の対応化学平衡線は $f=0$ ならば水平となり，$g=0$ ならば垂直となる。したがつて (Ne) 反応に対する平衡線は，第75図では水平線であるが，Phl 線は，垂直線となつている。

2個の仮想全移動成分が反応に干与するならば，f および g 値は，グラフまたは代数的方法によつて求めることができるであろう。

粍方眼紙上でグラフによる計算をするためには，5成分組成を投影できる補ヴィクトルをもつ成分図が利用できるであろう。第76図上には，(For) 反応のグラフ計算例が示されてある。この図表では，所与の組成における $MgO-{}^1/_2\ Al_2O_3-SiO_2$ の相関関係が与えられる点はヴィクトルで示され，その水平成分(constituent)は任意のスケールの Na_2O：$({}^1/_2Al_2O_3+SiO_2+MgO)$ の分子含有量比に等しいが，垂直成分は，同一スケールの K_2O：$({}^1/_2\ Al_2O_3+SiO_2+MgO)$ 分子量比に等しい。$Phl—r$ および $Ne—s$ ヴィクトルは，金雲母および霞石における K_2O と Na_2O の含量(第76図)を表わす。$Dol+Ne$ および $Phl+Sp$ 円錐の交点 k は，この共生関係から構成される組成を表わす。$Dol+Ne$ 共生の単位量では，Na_2O 含有量は水平ヴィクトル ks' 長に等しい。$Phl+Sp$ 共生関係では，Na_2O の含量は0に等しいが，K_2O の含量は，kr' 垂直ヴィクトル長に等しい。したがつて，この場合には3に等しい $ks':kr'$ 線分比は，反応に干与する Na_2O+K_2O 量の比を直接与えるから，第75図の化学ポテンシャル図の1変系線の傾きの tangent が求められる。

$$(For)\quad d\mu_{K_2O}:d\mu_{Na_2O}=\frac{f}{g}=\frac{ks'}{kr'}=3$$

この符号は (For) 反応では K_2O の吸収が Na_2O の遊離を伴なうからで正となるであろう。



第76図　補ヴィクトルにより Дол $(Dol)+He\ (Ne)+gK_2O=$ Фл $(Phl)+$ Шп $(Sp)+fNa_2O$ 反応における f と g 係数のグラフ決定
r＝K_2O：$(MgO+1/2Al_2O_3+SiO_2)$(金雲母)，s＝Na_2O：$(MgO+1/2\ Al_2O_3+SiO_2)$(霞石)をそれぞれ示す。

鉱物類が2箇の仮想全移動成分 (K_2O と Na_2O) を含むならば，グラフの作成は，若干複雑となる（この場合鉱物組成は，傾斜ヴィクトルで表わされる）。この場合には第76図におけるように，まず k 組成，すなわち2個の異なる鉱物共生中に存在する ${}^1/_2\ Al_2O_3—SiO_2—MgO$ の3仮想不動成分の相関関係をみいだすことである。次いで，2組成ヴィクトルに対しては，別々にグラフによつて決定する。この場合には，転移前および転移後の組成中の K_2O の含量

を最初に決定し(この含量差は，g 係数に相等している)次いで他の組成ヴィクトル，すなわち Na_2O に対しても類似の手続きで決定する。図の作成精度を引き上げるために，できる限り一層尺度を大きくとることが必要である。この場合組成ヴィクトルの方向性を変え，所与の反応計算に最適の配例を選ぶことが可能である。化学ポテンシャル図を作成するために，反応計算にグラフ法を用いることは，一般的には精度が落ちるが，代数的方法よりも一層実用的である。さらにグラフ的方法は，変移組成鉱物 ——その組成は代数的計算の複雑で厄介な式で表わされる——が反応に干与する場合にはとくに便利である。

代数的計算による場合には，方程式の 2 項を形成する共生鉱物の各想定不動成分の含量が平衡状態にあるとみなして，反応係数を算出しなければならない。一般的なこの種計算法は次章でとりあげる。最も単純な場合には，簡単な数値を試算的に設定して n 係数を選ぶことができる。n 係数が決まれば，反応に干与する過剰成分 (CaO) と全移動成分 (H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O) に対する係数は容易に選びだされる。とくに，(*For*)反応に対しては，次の値が求められている。$8CaMgC_2O_6$ (*Dol*) $+6NaAlSiO_4$ (*Ne*) $+(K_2O)+(8CO_2)+(2H_2O)=2H_2KMg_3AlSi_3O_{12}$ (*Phl*) $+2MgAl_2O_4$(*Sp*) $+8CaCO_3$(*Ka*) $+(3Na_2O)$。

同様に，グラフまたは代数学的に，残余の 2 反応に対する角係数が求められる。(*Sp*) 反応に対しては，$d\mu_{K_2O} : d\mu_{Na_2O}=\frac{f}{g}=1$(*Dol*)に対しては $^7/_5$ に等しい。(*Ne*) 反応に対する対応比は 0 であるが，(*Phl*)に対しては∞となる。

次に不変系点のどの側に安定領域があるかによつて，各 1 変系系線に対して決めるべきである。最初に水平の反応線(*Ne*) : *Phl*+*Dol*=*For*+*Sp* を検討してみよう。この反応は，金雲母が形成されるために，カリウムの吸収が左方向に進行する。しかし上述のスクレィネマケルスの法則により，1 変系線(*Dol* と *Phl*)は，水平線以下で安定であるが，(*For* と *Sp*)の反応線は，その線以上で安定である。いま他の線，例えば垂直線に対する他の線をとつてみよう。*Phl*: *For*+*Sp*=*Ne*+*Dol*, *Dol*+*Ne* この場で形成される *Dol*+*Ne* 共生関係には，ナトリウムの吸収を伴なうはずである。このような現象が発生するのは，この種共生が *Phl* 線より右側，すなわちナトリウムのポテンシャルの増加する側で平衡状態となるはずであるからである。そこで反応平衡(*For*+*Sp* 平衡を含む) 線 (*Ne*) は，その線と *Phl* 線との交点から左側で安定となるはずである。このようにして各線束の方向が決定される。

5 線束間(第 75 図)には，5 つの 2 変系場があり，各変系場には鉱物組成間および 3 の想定不動成分 Al_2O_3—SiO_2—MgO 比との間に同一意味をもつ一定の対応が成立する。このような対応関係は第 75 図の各場に入る小三角形に三角形分割すると明らかとなる。したがつて各場は，一定の交代相に対応することになる。実際上，南沿バイカル地域の天藍石鉱床には，5 相中 4 相に出会する。岩石中における鉱物の共生関係を観察すると第 75 図型の図表を基にして，この種岩石の生成される場合における全移動成分の化学的ポテンシャルの相対値について回答が求められる。例えば閃長岩と白雲石および苦土橄欖石との共生関係(第 75 図の右側の下方の場) では，カリの低いポテンシャル下できわめて高ポテンシャルで，ナトリウムがきわめて高いポテンシャルを示す。

1 変系 4 鉱物共生(*Dol*): *Phl*+*Sp*+*For*+*Ne* は，ある一定の値 μ_{K_2O} までカリのポテンシャルが低下する場合に安定である。このような場合には，さらに 5 (番目)鉱物，透輝石がこの種鉱物類に結合するから，線束 (*Dol*) は下方の新不変系点で終わり，その点から，5 種の 1 変系線がそれぞれでている。Korzhinskii は，1947 年に，原生代の飽和状態のカルシウムと少量の鉄分を含む高温度岩石類に対して全図表 μ_{Na_2O} μ_{K_2O} を求めた。この図では，この岩石類に対して確認された極大鉱物数をもつ，6 成分共生に対応する 6 不変(系)点の 1 変系線網が分割されている。例えば透輝石・尖晶石岩相では，溶液は最低のアルカリ値に対応する。金雲母鉱床の生成相には，原生代地層中でのアルカリ度が，普通な相でとられるであろう。天藍石鉱床は作用溶液のアルカリ度がきわめて高いことで特色付けられる。この場合には，高ポテン

シャルはナトリウムばかりでなく，一般にカリもそうである。

上述の例では，一定圧下の交代作用について述べた．たゞし同時に安定した鉱物の極大数は，不動成分数に等しいものとする。交代作用が一定の容量の下で行なわれるならば，単位あたりの同時的に安定な鉱物の極大数が不動成分数を上廻る。このような交代作用の下では，規則通りに，1個の過剰全移動成分に出会する．この種の過剰成分は交代作用の進行に伴なつて起こる圧力の変化によつてさまざまな型で再沈殿する。たゞしこの場合には，被交代岩石の容積は変わらない。この種の鉱物(過剰成分からなる)は不動成分からなる鉱物類が占める容積の変化を補償する。上述の場合における原生代金雲母・天藍石鉱床等の生成下の高温度交代過程では，このような全移動鉱物は方解石である．上述の図表は，CaO が過剰不動成分でなく，方解石の全移動鉱物中に含まれる全移動成分(与えられた交代作用地帯)と考えられるならば，容積不変下の交代作用に対して有効である．この場合には，外的条件から温度および化学的ポテンシャル H_2O, CO_2, CaO が常に干与し，鉱物に働く圧は，従属変数となる

想定不動成分に対する組成三角形の反応鉱物組成の相対的配例は，1変系線の線束構造が異なるので，それに対応して異なつてくる。この問題をさらに次の理由で詳しく論じる必要がない。すなわち Skrejinemakers, および一部は Niggli の著作では，考えられる線束型が充分研究されており，化学ポテンシャル図表では，反応鉱物組成の配例差を表わすことは困難でないからである。たゞ次の点だけを指摘しておこう。A, B, C の3鉱物組成は，不活動成分に対する組成三角形図では1直線上におち，この3鉱物関には，全移動成分のポテンシャルによつて $aA+bB+cC=0$ (a, b, c 係数は負)反応が可能である．たゞしこの場合には，残余の鉱物 D, E は，(D)および(E)の反応とそれに対応する線束とが一致するので干与しない。

化学ポテンシャル図で無条件的意味をもつものは，平衡曲線の傾きである．不変系共生における成分の絶対的化学ポテンシャル値は，知られていないから，座標軸に対する不変点の配列は，任意にとられる。さらに化学的ポテンシャル値はある一定の正の値から$-\infty$まで減少することに留意すべきである。したがつて任意の図表は，化学的ポテンシャルの考えられうる値の部分のみを表わしていることになる。

化学ポテンシャル図表は，さまざまな成分数をもつ物質系の解析に利用できるであろう。2個の想定全移動成分が存在する場合には，鉱物組成に対するその影響は研究されているが，残余の全移動成分の化学的ポテンシャル t_1 p が不変の場合には，相律はすでに指摘したように $n=k_i+2-\phi$ の型をとる。いま不動成分数が2に等しいとすると，図表の不変系点では，4鉱物の共生が安定である。おのおのの4個可能な3種鉱物共生は，不変系点からでる1変系線に対応するが，この種曲線間には，2種鉱物共生をもつ2変系場が配列する．このような物質系の化学ポテンシャル図は，第75図と異なるであろう。すなわち不変系点からは，5つの線束でなく，4つの線束がでるが，2変系場の共生関係は，組成三角形でなく，2成分系列で特色付けられるであろう．不変系点に4個の不動成分が存在する場合には，6種鉱物が平衡状態にあり，不変点からは6つの1変系平衡線がでるであろう。しかしそれらの間の2変系場の条件の下では，4種鉱物の共生関係は，平衡状態となりそれを示すためには，組成三角形図の代りに，組成四面体図が必要とされる。

2つ以上の全移動成分によつて左右される共生関係を明らかにするためには，1種以上の化学ポテンシャル図表が必要とされる。この場合には，比較的移動度の低いすべての不動成分を考えに入れて，2個の極大移動成分(例えば K_2O, Na_2O)の化学ポテンシャル図を作成する。このような図の各場は，一定の鉱物相を代表し，その場では，2個の極大移動成分の化学的ポテンシャルの変化は，鉱物の共生的関係の質的変化を誘導しない。次に各場に対して，それぞれ化学ポテンシャル図を作成すると，比較的移動度の低い2成分(例えば MgO と FeO)に左右される共生関係が明らかとなる．文献にはこの種解析例は，現在みられない

f と g 成分の化学ポテンシャル図では，f と g 成分の全移動挙動条件下で起こる鉱物相を誘

導することが可能となる。それとともに，この種図表では，（生成されるためには）f, g 成分の不動性を必要とするようなすべての共生関係は，不変点を中心として1変系曲線を描いて表わすことができる。したがって化学ポテンシャル図は，1つの不動成分をもつ物質系を研究する場合には必要となつてくる。この場合には，2種の成分は，1平面上で多成分系の共生関係が展開する可能性がある場合に限つて全移動性成分として，全く条件的に分けられる。例えば第75図では，1平面上には，5成分系の全共生関係に関する表象が与えられている。この種の共生関係をモデルにより完全に表わすためには，4次元空間の化学的および鉱物学的組成の結び付きが要請される。

行列式による多量成分系反応の代数学的計算について

既知組成の鉱物間の反応方程式をつくるためには，方程式の右側ならびに左側の鉱物中における不動成分の含量が相等しくなるように，鉱物の化学式の係数を選ぶようにする必要がある。このことは，行列式により一次方程式を解くことに帰する。行列式理論に対しては，例えば解析幾何学に書かれている初歩的知識が必要とされる。したがつて読者は，本目的にとつて必要な行列式のおもな性質を想起してみるがよい。

行列式とは，一定の多項数を記号で表わす列数に等しい行数をもつ矩形の数値表を指すのである。行列式における列数または行数は，階数と名付けられる。行列式をとく方法は，次の例で明らかである。

$$\begin{vmatrix} a_1 & b_1 \\ a_2 & b_2 \end{vmatrix} = a_1b_2 - a_2b_1$$

$$\begin{vmatrix} a_1 & b_1 & c_1 \\ a_2 & b_2 & c_2 \\ a_3 & b_3 & c_3 \end{vmatrix} = a_1 \begin{vmatrix} b_2 & c_2 \\ b_3 & c_3 \end{vmatrix} - a_2 \begin{vmatrix} b_1 & c_1 \\ b_3 & c_3 \end{vmatrix} + a_3 \begin{vmatrix} b_1 & c_1 \\ b_2 & c_2 \end{vmatrix} =$$

$$= a_1(b_2c_3 - b_3c_2) - a_2(b_1c_3 - b_3c_1) + a_3(b_1c_2 - b_2c_1) =$$

$$= a_1 \begin{vmatrix} b_2 & c_2 \\ b_3 & c_3 \end{vmatrix} - b_1 \begin{vmatrix} a_2 & c_2 \\ a_3 & c_3 \end{vmatrix} + c_1 \begin{vmatrix} a_2 & b_2 \\ a_3 & b_3 \end{vmatrix} = a_3 \begin{vmatrix} b_1 & c_1 \\ b_2 & c_2 \end{vmatrix} - b_3 \begin{vmatrix} a_1 & c_1 \\ a_2 & c_2 \end{vmatrix} + c_3 \begin{vmatrix} a_1 & b_1 \\ a_2 & b_2 \end{vmatrix}$$

一般的には，行列式は，任意行（列）の項によつて開くことができるであろう。選ばれた行(列)の各項に対しては，与えられた項の行および列から消去して求められるさらに低い階数の行列に掛けられる。符号は，交互にとられる。すなわち行(列)の最初の成分の積には＋の符号がとられるならば，第2成分の積の前には－の符号をつけ，第3項の積の前には，ふたゝび＋の符号が付される。行(列)の最初の成分の積の符号は，行列式における当該行(列)の配列状態に左右される。最上端左成分 a_1 は＋の符号，隣接項 a_2 と b_1 とは－の符号，さらに離れた成分には，ふたゝび＋の符号を付する。

行列を開く方法から次のことがいえる。すなわち行列の1行(1列)の全成分が0に等しい場合には，全行は零に等しい。さらにこのことから次のことが明らかである。ある値に対する1つの行(列)の全成分の積(商)は，全行列のこの値に対する積(商)と同等である。例えば，

$$\begin{vmatrix} da_1 & b_1 & c_1 \\ da_2 & b_2 & c_2 \\ da_3 & b_3 & c_3 \end{vmatrix} = d \begin{vmatrix} a_1 & b_1 & c_1 \\ a_2 & b_2 & c_2 \\ a_3 & b_3 & c_3 \end{vmatrix}$$

1つの行(列)の成分から，同一乗数を掛けたほかの行(列)の対応成分を減じても，行列値は変わらない。例えば，

$$\begin{vmatrix} a_1 & b_1 & c_1 \\ a_2 & b_2 & c_2 \\ a_3 & b_3 & c_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} (a_1 - db_1), & b_1, & c_1 \\ (a_2 - db_2), & b_2, & c_2 \\ (a_3 - db_3), & b_3, & c_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a_1, & b_1, & c_1 \\ (a_2 - ea_3), & (b_2 - eb_3), & (c_2 - ec_3) \\ a_3, & b_3, & c_3 \end{vmatrix}$$

この性質は，行列値を簡単にするために広く利用される。そのために1つの行(列)のできる限り多くの項数を0にするように努められる。

行列式が多重成分系の反応方程式の作成に適用されるうえにおいて大きな意味をもっているのは，容易に暗記できる適切な計算処理法であることである。以下において，独創的とみえる反応計算法を紹介しよう。

2個の内包平衡因子(2つの全移動成分の温度，圧または化学的ポテンシャル)により左右されるような，3つの仮想不動成分，a, b, c からなる物質系では，ほかの外的条件が不変の場合には，5種鉱物 A, B, C, D, E までは同時的に共存できるものとする。この場合には，想定不動成分に対するこの種鉱物組成は，他のすべての成分を無視すると，次のように表わされる。

$$
\begin{aligned}
A &= a_A a + b_A b + c_A c \\
B &= a_B a + b_B b + c_B c \\
C &= a_C a + b_C b + c_C c \\
D &= a_D a + b_D b + c_D c \\
E &= a_E a + b_E b + c_E c
\end{aligned}
$$

ここで a, b, c は，ある種の代数値とみなされるさまざまな成分の単位量を表わす。a_A, a_B, $\cdots$, b_A, b_B の記号は，数的係数を表わす。A, B, $\cdots$, E 記号は，鉱物の各単位量を代表する。

与えられた諸鉱物間に考えられるあらゆる反応を計算するためには，次のような短形表が作成される。この短形表は，行列の環と呼ばれる。

$$
\begin{array}{cccc}
A & a_A & b_A & c_A \\
B & a_B & b_B & c_B \\
C & a_C & b_C & c_C \\
D & a_D & b_D & c_D \\
E & a_E & b_E & c_E
\end{array}
$$

この行列式では，単位あたりの行数は列数より多い。

環の行列から1行を交互に消去してゆくと，5つの行列式が求められる。この行列式の第1列は，鉱物の記号を代表する。各行列式値は，以下でみられるように0に等しい。この行列式を展開すると，5種鉱物間に可能な全反応方程式が与えられる。例えば，(A) 反応に対しては，A の行列式を除いて求められる。

$$
(A) \equiv \begin{vmatrix}
B & a_B & b_B & c_B \\
C & a_C & b_C & c_C \\
D & a_D & b_D & c_D \\
E & a_E & b_E & c_E
\end{vmatrix} = 0
$$

この零行列の等式は以下のことから明らかとなる。いま B, C, D, E 鉱物の記号値を置き換え，a には第2列を，b には第3列を，c には第4列を掛けると，次の行列式が求められる。

$$
(A) = \begin{vmatrix}
B & a_B & b_B & c_B \\
C & a_C & b_C & c_C \\
D & a_D & b_D & c_D \\
E & a_E & b_E & c_E
\end{vmatrix} = \frac{1}{abc} \begin{vmatrix}
a_B a + b_B b + c_B c\,; & a_B a,\ b_B b,\ c_B c \\
a_C a + b_C b + c_C c\,; & a_C a,\ b_C b,\ c_C c \\
a_D a + b_D b + c_D c\,; & a_D a,\ b_D b,\ c_D c \\
a_E a + b_E b + c_E c\,; & a_E a,\ b_E b,\ c_E c
\end{vmatrix} = 0
$$

求められた行列式では，第1列の項からは，他列の対応項の総和が求められる。第1列項から次列の項を減じると，第1列の全項は0に等しいような行列式に移行し，行列式の値は変わ

らない。したがつて全行列式は，零に等しく，(*B*)，(*C*)，(*D*)，(*E*) の類似の行列式も，零に等しいことは明らかである。

例として(第 75 図)上述の 1 変系線束を計算してみよう。反応鉱物の全組成表は次のようである。

	$\frac{1}{2}Al_2O_3$	SiO_2	MgO	Na_2O	K_2O	CaO	CO_2	H_2O
Dol	0	0	1	0	0	1	2	0
Sp	2	0	1	0	0	0	0	0
Ne	1	1	0	1/2	0	0	0	0
Phl	1	3	3	0	1/2	0	0	1
For	0	1	2	0	0	0	0	0

次に想定不動成分が 1/2 Al_2O_3, SiO_2, MgO すなわち方程式の両側の鉱物におけるこの 3 成分の含量が等しくなるような条件の下で，この鉱物間のあらゆる可能な反応方程式を作ることが問題となつてくる。この場合残余成分の含量は，溶液または過剰鉱物(CaO) から平衡を保ちながら，附加されるものとする。このような条件の下では，環の行列は，次の型をもつている(前掲表中で太線で示された部分)。

Dol	0	0	1
Sp	2	0	1
Ne	1	1	0
Phl	1	3	3
For	0	1	2

そこで各 4 鉱物間の 5 反応を計算するために 5 つの行列式が求められる。

$$(Dol)=\begin{vmatrix} Sp & 2 & 0 & 1 \\ Ne & 1 & 1 & 0 \\ Phl & 1 & 3 & 3 \\ For & 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}=\begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 1 & 3 & 3 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Sp-\begin{vmatrix} 2 & 0 & 1 \\ 1 & 3 & 3 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Ne+\begin{vmatrix} 2 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Phl-$$

$$-\begin{vmatrix} 2 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \\ 1 & 3 & 3 \end{vmatrix}For=Sp-7Ne+5Phl-8For=0$$

組成表により，鉱物記号を鉱物式(化学式)に置き換え，方程式の右側に負量を移して全移動成分と過剰成分との含量と釣合わすと，次のような反応方程式(*Dol*)が求められる。

$$(Dol):\ MgAl_2O_4+5H_2KMg_3AlSi_3O_{12}+(3^1/_2\ Na_2O)=$$
尖晶石　　金雲母

$$=7NaAlSiO_4+8Mg_2SiO_4+(2^1/_2K_2O)+(5H_2O)$$
閃長石　苦土カンラン石

尖晶石 (*Sp*) 反応に対しては次の行列式が求められる。

$$\begin{vmatrix} Dol & 0 & 0 & 1 \\ Ne & 1 & 1 & 0 \\ Phl & 1 & 3 & 3 \\ For & 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}=\begin{vmatrix} 1 & 1 & 0 \\ 1 & 3 & 3 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Dol-\begin{vmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 1 & 3 & 3 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Ne+\begin{vmatrix} 0 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 2 \end{vmatrix}Phl-$$

$$-\begin{vmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \\ 1 & 3 & 3 \end{vmatrix}For=Dol-Ne+Phl-2For=0$$

鉱物記号を鉱物式に置き換え，他の成分で補足すると，

$$(Sp):\ \underset{\text{白雲石}}{CaMgC_2O_6}+\underset{\text{金雲母}}{H_2KMg_3AlSi_3O_{12}}+(^1/_2Na_2O)=\underset{\text{閃長石}}{NaAlSiO_4}+$$

$$+2\underset{\text{苦土カンラン石}}{Mg_2SiO_4}+\underset{\text{方解石}}{CaCO_3}+(H_2O)+(^1/_2\ K_2O)+(CO_2)$$

相似の行列式により，

$$(Ne)=\begin{vmatrix} Dol & 0\ 0\ 1 \\ Sp & 2\ 0\ 1 \\ Phl & 1\ 3\ 3 \\ For & 0\ 1\ 2 \end{vmatrix}=7Dol-Sp+2Phl-6For=0$$

次のような反応方程式が求められる。

$$(Ne):\ \underset{\text{白雲石}}{7CaMgC_2O_6}+\underset{\text{金雲母}}{2H_2KMg_3AlSi_3O_{12}}=$$

$$=\underset{\text{閃長石}}{MgAl_2O_4}+\underset{\text{苦土カンラン石}}{6Mg_2SiO_4}+\underset{\text{方解石}}{7CaCO_3}+(K_2O)+(2H_2O)+(7CO_2)$$

さらに

$$(Phl)=-\begin{vmatrix} Dol & 0\ 0\ 1 \\ Sp & 2\ 0\ 1 \\ Ne & 1\ 1\ 0 \\ For & 0\ 1\ 2 \end{vmatrix}=5\,Dol-Sp+2Ne-2For=0$$

$$(Phl):\ \underset{\text{白雲石}}{5CaMgC_2O_6}+\underset{\text{霞石}}{2NaAlSiO_4}+\underset{\text{閃長石}}{MgAl_2O_4}+\underset{\text{苦土カンラン石}}{2MgSiO_4}+$$

$$+\underset{\text{方解石}}{5CaCO_3}+(Na_2O)+(5CO_2)$$

$$(For):\begin{vmatrix} Dol & 0\ 0\ 1 \\ Sp & 2\ 0\ 1 \\ Ne & 1\ 1\ 0 \\ Phl & 1\ 3\ 3 \end{vmatrix}=2(4Dol-Sp+3Ne-Phl)=0$$

$$(For)=4CaMgC_2O_6\,(Dol)+3NaAlSiO_4\,(Ne)+(^1/_2\ K_2O)+(H_2O)=$$

$$=MgAl_2O_4\ \ (Sp)+H_2KMg_3AlSi_3O_{12}\ \ (Phl)+4CaCO_3\,(Ka)+$$

$$+(^3/_2\ Na_2O)+(4CO_2)$$

この方法は不変系共生の鉱物間に起こる1変系反応の全計算ばかりでなく，個々の1変系反応――単位あたりの関与鉱物数(過剰鉱物以外)が仮想不動成分数を上廻る反応――の計算にも適用される。このような反応方程式を計算するためには，行列式をつくり，各行は，反応に関与する鉱物記号とその反応に含まれる仮想不動成分記号で構成し，それを上述のように解く。このようにして行列式をとけば，未知の反応方程式が求められる。

以下において，行列式の簡単な計算方法が吟味されている。

花崗閃緑岩組成の岩石類に対するカリとナトリウムの化学ポテンシャル図

若干複雑な例として，花崗閃緑岩組成岩石類に対するカリ，ナトリウムの化学ポテンシャル図を検討しよう(Korzhinskii, 1946年)。

沿バイカルの原生代の片麻岩系における高温鉱物の共生関係が研究され，石英(*Qu*)＋正長石(*Ort*)＋斜長石(*Pl*)＋黒雲母(*Bi*)＋角閃石(*Hor*)＋単斜輝石(*Py*)＋紫蘇輝石(*Hyp*)のような，共生関係が安定であり，その鉱物組成には SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO, H_2O が含まれることが確認された。そのほかに，磁鉄鉱・櫚石・燐灰石・褐簾石・ジルコン・磁硫鉄鉱が存在し，各鉱物は補足的成分の性質を帯びている。磁鉄鉱に対してはこの Fe_2O_3, または O_2 が，櫚石に対しては TiO_2 が補足成分となる。いま主要鉱物と成分とが限られているならば，8成分からなる7鉱物の共生関係をもち，そのうちで H_2O は交代作用を蒙ると常に完

全移動する。したがつてこのような共生関係では，鉱物数は，不動成分数(7)に相等することになる。派生的（導函数）な一定の温度，圧力の下では，このような共生関係は，1変系である。すなわちこのような条件の下では，各鉱物類は，全く一定の組成をもつているはずである。実際上，この種共生関係に対しては，斜長石が灰長石分子を約 33 %含むが，100 FeO : (FeO+MgO) mol=f 比は紫蘇輝石に対しては約 25，黒雲母に対しては約 45，角閃石に対しては 40，単斜輝石に対しては，約 20 に相等するので，次のように表わすことができる。

$$Qu+Ort+Pl_{33}+Bi_{45}+Hor_{40}+Py_{20}+Hyp_{25}$$

共生関係中で紫蘇輝石が消滅すると，残余の 6 鉱物は，そのなかで鉄成分の増加に伴なつて，鉱物成分(係数 f)の 1 成分系変化が可能となる。

この種の 1 成分系〔p, t 不変〕共生関係($Qu+Ort+Pl+Bi+Hor+Py$)では FeO は MgO と類質同像をなす。しかし鉄分の増加とともに，有色鉱物には(他の成分に対して)鉱物組成にある種の変化が起こるので，類質同像は，この場合完全でない。とくに斜長石はやゝ塩基性となる。しかし解析課題を簡単化するために，このような反応系は，交代作用が完全に達成されないものとして無視される。したがつて，著しく変成作用，とくに花崗岩化，熱水化作用を蒙つた花崗岩状組成の岩石類では，鉱物の鉄分（f）は，限られた範囲内で普通変動することになる。この種現象は幾分か酸素の易動性と関連性があるようである。そのために過剰の酸化第一鉄は酸化して磁鉄鉱となるので，花崗岩状組成のあらゆる岩石類中にほとんど常に存在する。有色鉱物の規準鉄分を含むような岩石類に限ると，有色鉱物類の鉄分の変動は，与えられた小範囲内では，他の成分に対して，共存鉱物の組成の本質的な変化を誘導しないものとみなされるであろう。すなわち，完全な FeO と MgO との類質同像が仮定される。

したがつて次の系に到達する。

不変の外的要因は p, t, μ_{H_2O} に等しい。

内部完全移動成分：K_2O, Na_2O。

不動成分：

過剰成分：FeO, Fe_2O_3（磁鉄鉱）；

燐灰石・ジルコン・褐簾石・楣石組成に対応する分離鉱物・成分；

成分・混合物：Mn, BaO およびその他；

類質同像：FeO, 類質同像 MgO；

仮想不動成分：SiO_2, Al_2O_3, CaO, (MgO+FeO)

本反応系中における過剰，分離鉱物およびその成分を抽象化すると，4 仮想不動成分と 2 想定全移動成分となるであろう。したがつて導函数値 p, t（自由度 2 : $n=2$）と従属(特別)変数値 μ_{Na_2O} と μ_{K_2O} の場合には，6 鉱物類の共生関係（$\phi=k+2-n=k=6$），とくに $Qu+Ort+Pl_{33}+Bi+Hor+Py$ の安定が可能となる。この共生関係は，$\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ 図の一定点と対応することになる。この不変系点から 5 鉱物の 1 変系平衡の 6 つの線がでる。この線で 6 つの区画が分割され，その場では，平衡状態の共生関係を示す鉱物数は，想定不動成分数(4 数)に相等している。1 変系線束を計算するためには，不動成分に対する共生鉱物組成を知ることが必要である。そのために普通の化学式をとりあげる。SiO_2－正長石；$KAlSi_3O_8$－斜長石 33 %，$An-2NaAlSi_3O_8$，$CaAlSi_2O_8$，単斜輝石－Ca (Mg,Fe) Si_2O_6，黒雲母に対しては，Tröger (344 試料)の花崗岩および花崗岩ペグマタイトの平均雲母組成をとつた。角閃石に対しては，石灰質，アルカリ質花崗岩中に普通にみられる角閃石の平均成分を採用した。これらのデータを分子数に換算したのが下記の第 1 表中に掲載されてある。行列の環をつくる場合には，混合物 TiO_2 の含量は，切り捨てた。酸化第二鉄は，酸化第一鉄とともに，過剰成分(磁鉄鉱)として切り捨てたが，酸化第一鉄の残余の部分は，第 2 欄および第 5 欄に示してあるように MgO に結合された。最後に 4 想定不動成分の相対量は素数とするために，求められた数値を簡約化する。

第1表　Tröger に基づく黒雲母および角閃石の平均化学組成

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	FeO−Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
黒雲母	593	31	316	44	201	157	253	15	24	88	200
						410					
概　数	6	—	3	(0.4)		4		0	0	1	2
角閃石	799	6	124	20	160	140	352	230	27	7	54
						492					
概　数	6	—	1	(0.2)		4		2	0.3	0	0.4

この解析によれば，鉱物の次のような経験式が求められる。

$$Bi-H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}$$

$$Hor-H_{0.8}Na_{0.6}\ Ca_2(Mg,Fe)_{4.2}AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21.0}$$

磁鉄鉱の分子を区別するならば，次式が求められる。

$$Bi-H_4K_2(Mg,Fe)_4\ Al_3Si_6O_{23.5}\ (+0.4Fe_3O_4)$$

$$Hor-H_{0.8}Na_{0.6}Ca_2(Mg,Fe)_4\ AlSi_6O_{20.2}(+0.2Fe_3O_4)$$

そこで，鉱物組成の次表を作成し，2重線の枠で，環の計算に必要な行列を区別する。

	SiO_2	$AlO_{3/2}$	(Mg,Fe)O	CaO	Fe_3O_4	Na_2O	K_2O	H_2O
Qu	1	0	0	0	0	0	0	0
Ort	3	1	0	0	0	0	0.5	0
Pl	8	4	0	1	0	1	0	0
Bi	6	3	4	0	0.4	0	1	2
Hor	6	1	4	2	0.2	0.3	0	0.4
Py	2	0	1	1	0	0	0	0

行列環から，1つの行を消して6つの行列式が求められる。最初の列(記号列)を開くと，反応系で考えられる6つの1変系反応方程式が与えられる。次に *Py* 反応のような1反応の計算順序を検討してみよう。

$$(Py)=\begin{vmatrix} Qu & 1\ 0\ 0\ 0 \\ Ort & 3\ 1\ 0\ 0 \\ Pl & 8\ 4\ 0\ 1 \\ Bi & 6\ 3\ 4\ 0 \\ Hor & 6\ 1\ 4\ 2 \end{vmatrix}=0$$

この方程式は次のようにして簡単化される。第4列数(左側)を4で割り，第2列から2を乗じて第3列を引き，第3列から第4列を引く。この操作を行なうと次の行列式が求められる。

$$(Py)=\begin{vmatrix} Qu & 1\ 0\ 0\ 0 \\ Ort & 1\ 1\ 0\ 0 \\ Pl & 0\ 4\ 0\ 1 \\ Bi & 0\ 2\ 1\ 0 \\ Hor & 4\ 0\ 1\ 2 \end{vmatrix}=0$$

さらにすでに述べたように，各鉱物の係数を直接計算して第1列の行列式を直接解くことまた行列式の階数を減らすことによって，横の行を組合わすことも可能である。第2の方法は一層実際的であるから，ここで検討してみよう。行列式の任意の行(列)では，a_{ij} を除くすべての要素が零に等しいという性質を基にして，+または−の記号をもつこの a_{ij} 要素に求められ

る一層低い階の行列式を乗じて，この要素 a_{ij} を含む列および行を消すことができる（この要素が行列式中で占める位置が偶数であるか奇数であるかによつて＋または－となる）。例えば次のようである。

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & 0 & a_{23} \\ a_{31} & 0 & a_{33} \end{vmatrix} = -\begin{vmatrix} a_{12} & a_{11} & a_{13} \\ 0 & a_{21} & a_{23} \\ 0 & a_{31} & a_{33} \end{vmatrix} = -a_{12}\begin{vmatrix} a_{21} & a_{23} \\ a_{31} & a_{33} \end{vmatrix}$$

この種性質は任意の行(列)について行列式を展開すると誘導される。この場合には反応の行列式は，零に等しいから，符号を変えたり，また共通の乗数で約分することは，考える必要がない。

このようにして行列式のオーダを減らすために，水平の行を結合し，1要素を除き，1列の全因子を零になるまで減じる。このために，行列式 (Py) では，上方の第2列から第1列を差引くが，第5列からは，4を乗じた第1列を差引く。

$$(Py)=\begin{vmatrix} Qu & 1\ 0\ 0\ 0 \\ (Ort-Qu) & 0\ 1\ 0\ 0 \\ Pl & 0\ 4\ 0\ 1 \\ Bi & 0\ 2\ 1\ 0 \\ (Hor-4Qu) & 0\ 0\ 1\ 2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} (Ort-Qu) & 1\ 0\ 0 \\ Pl & 4\ 0\ 1 \\ Bi & 2\ 1\ 0 \\ (Hor-4Qu) & 0\ 1\ 2 \end{vmatrix} = 0$$

次いで4倍の第1列を第2列から，2倍の第1列を第3列から差引き，このような方法をさらに繰り返えすと次のようになる。

$$(Py)=\begin{vmatrix} Pl-4(Ort-Qu)\ ;\ 0\ ;\ 1 \\ Bi-2(Ort-Qu)\ ;\ 1\ ;\ 0 \\ Hor-4Qu \qquad 1\ ;\ 2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} Bi-2(Ort-Qu)\ ; & 1 \\ Hor-12Qu-2Pl+8Ort\ ; & 1 \end{vmatrix} = 0$$

$$(Py)=Bi-10Ort+14Qu+Hor+2Pl=0$$

正因子と負因子とを区分し，鉱物記号の代りに鉱物式を代入し，過剰成分と全移動成分とを釣合わすと，次式が求められる。

$$H_4K_2\ (Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+2\ (2NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8)+14SiO_2+(4K_2O)=$$
$$=H_{0.8}Na_{0.6}Ca_2\ (Mg,Fe)_{4.2}\ (AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21.0}+10KAlSi_3O_8+(1.7Na_2O)+(1.6H_2O)$$
$$+0.2Fe_3O_4,\ Bi+Pl_{33}+Qu+(4K_2O)=Hor+Ort+Mt+(1.6H_2O)+(1.7Na_2O)$$

計算には，石英のような単純組成の鉱物が反応に関与するので容易となる。したがつて (Qu) 反応の計算が最も複雑である。しかし上述の方法を利用すると，この種計算はあまり難しくない。一般的な行列の環から，反応 (Qu) に対して次の行列式が求められる。

$$(Qu)=\begin{vmatrix} Ort & 3\ 1\ 0\ 0 \\ Pl & 8\ 4\ 0\ 1 \\ Bi & 6\ 3\ 4\ 0 \\ Hor & 6\ 1\ 4\ 2 \\ Py & 2\ 0\ 1\ 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} Ort & 1\ 1\ 0\ 0 \\ Pl & 0\ 4\ 0\ 1 \\ Bi & 0\ 3\ 4\ 0 \\ Hor & 4\ 1\ 4\ 2 \\ Py & 2\ 0\ 1\ 1 \end{vmatrix} = 0$$

右側の行列式は，第2列から2倍の第3列を差引いて求められる。さらに Hor 行から2倍の Py 行を，Py 行からは2倍の Ort 行をそれぞれ差引く。このようにして求められた全行中の第2列は，Ort 行を除いて0となり，第2行列を消去する可能性が与えられるから，Qu 行列式は，次のような型に移される。

$$(Qu)=\begin{vmatrix} Pl & 4\ 0\ 1 \\ Bi & 3\ 4\ 0 \\ (Hor-2Py) & 1\ 2\ 0 \\ (Py-2Ort) & 2\ 1\ 1 \end{vmatrix}=\begin{vmatrix} Bi & 3\ 4 \\ (Hor-2Py) & 1\ 2 \\ (Py-2Ort-Pl) & \overline{6}\ 1 \end{vmatrix}=0$$

数字上の線は負の記号を表わす。行列式の簡約化は、第4列から第1列を引くと求められる。このような手続きを行なうと次列と上の行を消去する可能性が与えられる。さらに最初の列から Bi から2倍の第2行を引き、第2行から2倍の第4行を引くと、最下位の項(要素)を除く最右列の項は零となり、右列と下位行を消去する可能性が与えられる。このようにして次のような行列が求められる。

$$(Qu)=\begin{vmatrix} (Bi-2Hor+4Py) & 1 \\ (Hor-4Py+4Ort-2Pl) & 13 \end{vmatrix}=0$$

この行列式を解くと $(Qu)=13Bi+56Py-27Hor-2Pl-4Ort=0$ となる。

次にこれを鉱物式に置き換え、方程式の両側の全移動成分および過剰移動成分の含有量を釣合わすと、完全反応方程式が求められる。

このような方法で残余の全方程式が計算される。次に6鉱物間の間に可能な1変系反応の6方程式を掲げておく。

(Qu)　石英

$13H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+56Ca(Mg,Fe)Si_2O_6+(10.1Na_2O)27H_{0.8}\cdot Na_{0.6}Ca_2(Mg,Fe)_{4.2}AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21}+2(NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8)+4KAlSi_3O_8+(26H_2O)+(11K_2O)+0.2Fe_3O_4$, $13Bi+56Py+(10.1Na_2O)=27Hor+2Pl_{33}+4Ort+0.2Mt+(26H_2O)+(11K_2O)$

(Ort)　正長石

$9H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+40Ca(Mg,Fe)Si_2O_6+0.2Fe_3O_4+(7.7Na_2O)=19H_{0.8}Na_{0.8}Ca_2Mg,Fe_{4.2}AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21}+2(NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8+4SiO_2+(10.4H_2O)+(9K_2O)$, $9Bi+40Py+0.2Mt+(7.7Na_2O)=19Hor+2Pl_{33}+4Qu+(10.4H_2O)+(9K_2O)$

(Pl)　斜長石

$2H_{0.8}Na_{0.6}Ca_2(Mg,Fe)_{4.2}AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21}+KAlSi_3O_8+(1.2H_2O)+(0.5K_2O)=H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+SiO_2+4Ca(Mg,Fe)Si_2O_6+(0.6Na_2O)$, $2Hor+Ort+(1.2H_2O)+(0.5K_2O)=Bi+Qu+4Py+(0.6Na_2O)$

(Bi)　黒雲母

$H_{0.8}Na_{0.6}Ca_2(Mg,Fe)_{4.2}AlFe_{0.4}Si_6O_{21}+2(2NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8)+13SiO_2+(4.5K_2O)=4Ca(Mg,Fe)Si_2O_6+9KAlSi_3O_8+0.2Fe_3O_4+(0.4H_2O)+(2.3Na_2O)$, $Hor+2Pl_{33}+13Qu+(4.5K_2O)=4Py+9Ort+0.2Mt+(0.4H_2O)+(2.3Na_2O)$

(Hor)　角閃石

$H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+4(2NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8+27SiO_2+(8.5K_2O)=4Ca(Mg,Fe)Si_2O_6+19KAlSi_3O_8+0.4Fe_3O_4+(2H_2O)+(4Na_2O)$, $Bi+4Pl_{33}+27Qu+(8.5K_2O)=4Py+19Ort+0.4Mt+(2H_2O)+(4Na_2O)$

(Py)　輝石(単斜)

$H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+2(2NaAlSi_3O_8\cdot CaAl_2Si_2O_8)+14SiO_2+(4K_2O)=$

$H_{0.8}\ Na_{0.6}Ca\ (Mg,Fe)_{4.2}\ AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21} + 10KAlSi_3O_8 + 0.2Fe_3O_4 + (1.6H_2O) + (1.7\ Na_2O)$, $Bi + 2Pl_{33} + 14Qu + (4K_2O) = Hor + 10Ort + 0.2Mt + (1.6H_2O) + (1.7Na_2O)$

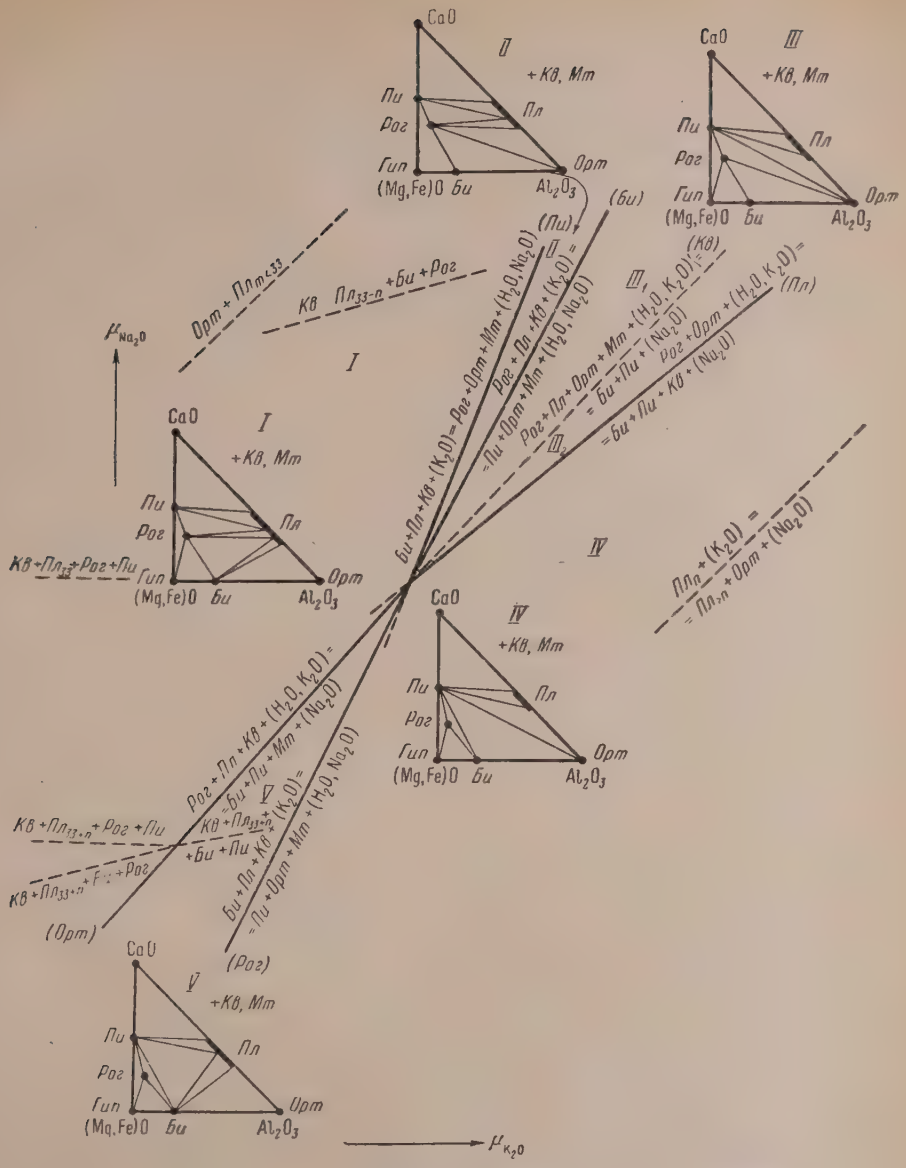
この反応方程式によれば $\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$ 図の線束に対して全1変系平衡線の方向を求める可能性がでてくる。すなわちこの図の任意の点を通る線束の中心点をとり，反応に関与する K_2O と Na_2O との分子量比を基にして，全1変系線方向がつくられる。この場合図の線勾配の tangent 角 α は $tg\alpha = d\mu_{Na_2O} : d\mu_{K_2O} = -\Delta K_2O : \Delta Na_2O$ に相等する（第77図参照）。このようにして，全1変系反応の平衡線の方向を引き，各線に対して安定部分と不安定部分とを区別することが必要とされる。そのために各線を中心として，各線が反応平衡線の異なる側面に従つて安定な鉱物共生関係を区分するように対応反応を記入する。例えば，(*Bi*) 反応に対しては，平衡線の右側が *Py*+*Ort*+*Mt* 共生(関係)にとつて安定である。しかし左側では，*Hor*+*Pl*+*Qu* 共生が安定である。これは，反応方程式 (*Bi*) からみられるように，最初の反応は第2反応に比してカリに enrich されているからである。このことは，(*Hor*)，(*Pl*)，(*Qu*) 反応に対する平衡線の安定部分が (*Bi*) 平衡線の左側に，(*Py*) と (*Ort*) 反応の安定部分が (*Bi*) 平衡線の右側にあるというスクレイネマケルスの法則によつて証明することが可能である。このようにして，安定部分と不安定部分とを区分し，そのために任意の他の線，例えば (*Pl*) 平衡線をとる。(*Pl*) 反応に対しては，*Bi*+*Py*+*Qu* 共生が一層右方，かつ下方の部分で安定である。しかし *Hor*+*Ort* 共生は，一層左方，かつ下方の部分で安定である。このような現象が起きるのは，(*Bi*) 平衡反応では，とくに，(*Pl*) 平衡線より上方，かつ左方の領域でのみ安定な *Hor*+*Ort* 共生が入るからである。

このようにして6つの安定な1変系線束が求められ反応図の全場は6つの場に分けられる。この種平衡線 (*Qu*) から求められるものは，石英を含まない共生関係に帰するから，花崗岩状岩石類に対しては，興味が薄い。したがつて (*Qu*) 線を点線でひき，5残存線で限られる5共生(関係)の場を主として検討してみよう。いま石英を過剰鉱物成分にとると，想定不動成分は3の成分すなわち $Al_2O_3 - CaO - (Mg,Fe)O$ となる。5つの各共生場に対する含石英岩石の共生関係は第77図の対応場にそれぞれ記入されているこの種3成分の補足図で示すことができるであろう。

Ⅰの場は，規準花崗岩類の場と呼ぶことができるであろう。この場は，斜長石と角閃石および黒雲母の共生関係が安定なことで特徴付けられ，規準アルカリ度を示す花崗岩に典型的にみられるものである。Ⅱの場では，*Bi*+*Pl* 共生の代りに，*Ort*+*Hor* が安定な共生関係となり，アルカリ度の若干高い花崗岩状岩石に対して典型的である。$III_{1,2}$ の場では，*Pl*+*Hor* 共生は不安定となり *Ort*+*Py* 共生に変わる。このようなアルカリ度は閃長石に典型的なものである。Ⅳの場では，*Hor*+*Ort* 共生の代りに *Py*+*Bi* 共生が安定となる。角閃石は，このアルカリ度では長石が存在するので，不安定である。この種の共生的相関関係は，モンゾニ岩型のカリ質岩石類に特徴的である。最後にⅤの共生場とⅥの場とは，後者(Ⅵ)の共生場では *Py*+*Ort* 共生関係の代りに，*Bi*+*Pl* 共生関係が安定となるので区別される。

石英を含まないような共生関係に留意するならば，第77図に示されてあるように，Ⅲの共生場をさらに2共生場，すなわち III_1，III_2 の場に分かつ (*Qu*) 線を検討することが必要となる。

第77図の各共生場に安定な全共生関係——含石英および無石英——を考えてみよう。全共生関係を明確に表わすためには，$Al_2O_3 - CaO - (Mg, Fe)O - SiO_2$ 四面体を検討することが必要となるであろう。しかしこのような空間像がつくられないために，次のような考え方が利用される。すなわちⅠの共生場に対して典型的な *Bi*+*Pl* および *Hor*+*Pl* 共生関係では $Al_2O_3 - CaO - (Mg, Fe)O$ の相関関係をもつ本対象鉱物の他の全共生関係に比して，SiO が著しく不足している。すべての他の可能な鉱物の組合わせは，珪酸の吸収により *Bi*+*Pl* と *Hor*



第 77 図　カリ・ナトリウムの化学的ポテンシヤルに左右される花崗岩状岩石の共生関係図表

Би (*Bi*)：黒雲母　Гип (*Hyp*)：紫蘇輝石　Кв (*Qu*)：石　英
Мт (*Mt*)：磁鉄鉱　Орт (*Ort*)：正長石　Пи (*Py*)：輝石(単斜)
Пл (*Pl*)：斜長石　Рог (*Hor*)：角閃石

+*Pl* の共生関係から求められることは明らかである。このことは，I 共生場からV共生場へ，さらにIV場からIII場へと一方ではI の共生場からII の場とさらにIII場への過渡反応が行なわれるからである。この種過渡反応は，石英の吸収によって完成する。対象鉱物の他の共生関係では，*Bi*+*Pl* と *Hor*+*Pl* 共生への移行は，吸収を伴なわないが，珪酸の遊離は不可能である　このことからI 共生の場では，珪酸に不飽和の共生関係(対象鉱物)を欠くことが明らかとなる．したがつてI の共生の場では，(対象)の Al_2O_3−CaO−(Mg, Fe)O−SiO_2 系の次のような共生関係のみが可能である。

Ⅰ共生場　1) $Qu+Ort+Pl+Bi$

2) $Qu+Pl+Bi+Hor$

3) $Qu+Pl+Hor+Pi$

Ⅱ共生場の共生に対する過渡反応は次のようである。$Bi+Pl+Qu+(K_2O)=Hor+Ort+Mt+(H_2O,\ Na_2O)$。

この反応は石英が不足するので最終段階にまで達しないで、珪酸に不飽和のⅡ共生場が与えられる。$Bi+Pl+Hor+Ort$

第 77 図のⅡの場の共生図に描かれている含石英共生関係と結合すると次のⅡ場の共生関係(以前に掲げたと同一の共生関係は、括弧内の前の順序数字で示して繰り返えされている)が求められている。

Ⅱ共生場　4) $Qu+Ort+Bi+Hor$

5) $Qu+Ort+Pl+Hor$

3) $Qu+Pl+Hor+Py$

6) $Ort+Pl+Bi+Hor$

反応がⅡ場から III_1 場へ移行する。

$Hor+Pl+Qu+(K_2O)=Py+Ort+Mt+(H_2O,\ Na_2O)$, 石英が不足するので, 反応は最終段階まで進行しないので, 珪酸に不飽和の第二次の共生関係の成立する III_1 の場 $Hor+Pl+Ort+Py$ が与えられる。

第 77 図のⅢ共生場を示す含石英共生関係とともに, 次の共生関係を示す III_1 場が求められる。

III_1 共生場　(4) $Qu+Ort+Bi+Hor$

7) $Qu+Ort+Hor+Py$

8) $Qu+Ort+Pl+Py$

9) $Ort+Pl+Hor+Py$

(6) $Ort+Pl+Bi+Hor$

石英の不足の下で, Ⅰの共生場からⅡの共生場へ移行する場合に, 類似の過渡反応が起こると, 次のような珪酸に不飽和な共生関係が求められる。含石英共生関係とともに, Ⅴ共生場では, 次の共生関係が成立する。

Ⅴ共生場　(1) $Qu+Ort+Pl+Bi$

10) $Qu+Pl+Bi+Py$

11) $Qu+Bi+Hor+Py$

12) $Pl+Bi+Hor+Py$

石英不足下のⅤ場からⅣ場への過渡反応では、次のような珪酸に不飽和な新共生関係が求められる。$Bi+Pl+Py+Ort$, したがつて含石英共生関係とともに, Ⅳ共生場では, 次の共生関係が与えられる。

Ⅳ共生場　13) $Qu+Ort+Bi+Py$

(8) $Qu+Ort+Pl+Py$

(11) $Qu+Bi+Hor+Py$

14) $Ort+Pl+Bi+Py$

(12) $Pl+Bi+Hor+Py$

最後に, 石英不足下でⅣ場から III_2 場へ移行すると, $Bi+Py+Hor+Ort$ 反応が与えられる。Ⅲ場の含石英共生関係とともに III_2 の場では, 次の共生関係が求められる。

III_2 共生場　(4) $Qu+Ort+Bi+Hor$

(7) $Qu+Ort+Hor+Py$

(8) $Qu+Ort+Pl+Py$

(15)　$Ort+Bi+Hor+Py$

(14)　$Ort+Pl+Bi+Py$

(12)　$Pl+Bi+Hor+Py$

このように，$Al_2O_3-CaO-(Mg,Fe)O-SiO_2$ 系では，6 共生場（普通の花崗岩状岩石のアルカリ度条件を有する）の過剰磁鉄鉱の存在の下で，上述の 15 種の異なる 4 化学的共生関係（4 鉱物の 6 つの組合せ数に相等する）が可能であつて，この種共生関係の大部分は，I の場（共生）におけるよりも多くの場で安定である。

図の各場の限界内におけるカリおよびナトリウムの化学的ポテンシャルの変化（第 77 図）は，共生関係の型の変化を伴なわずに，移動鉱物組成の変化を誘導する。岩石化学的研究の中でとくに重要な意味をもつものは，特徴的な共生関係における斜長石の組成変化である。これは，曹長石および灰長石分子比に対する斜長石組成が光学的方法で容易に決定されるからである。したがつて特徴的な共生関係の斜長石組成から出発して，花崗岩状岩石の共生関係図（第 77 図）の主要な場をさらに細分する方法は，注目に値する。

とくに大きな意味をもつものは，次の反応である。

$$n\mathrm{CaAl_2Si_2O_8}\cdot m\ \mathrm{NaAlSi_3O_8}+(^1/_2\ \mathrm{K_2O})=n\mathrm{CaAl_2Si_2O_8}\cdot(m-1)\,\mathrm{NaAlSi_3O_8}+\mathrm{KAlSi_3O_8}+(^1/_2\mathrm{Na_2O})$$

$$Pl_n:_{(m+n)}+(\mathrm{K_2O})=Pl_n:_{(n+m-1)}+Ort+(\mathrm{Na_2O})$$

質量作用の法則により温度 T，圧 p が一定の場合には，この反応が平衡するためには，次の条件が必要となる。

$$d\mu_{K_2O}-d\mu_{Na_2O}=0\quad \text{または，}\quad d\mu_{Na_2O}:d\mu_{K_2O}=1$$

平衡線は，斜長石の組成と無関係に横座標に対して常に 45° に傾き $\mu_{K_2O}-\mu_{Na_2O}$ 図表上に存在するであろう。反応が起こるまでの斜長石組成は，この式により $n:(n+m)$ の比で，反応後は $n:(n+m-1)$ 比で，それぞれ表わされる。n 数と m 数とは，任意の大きさにとられ，その上組成の変化は，任意の小さな値を示すので，各平衡線は，一定組成の正長石と斜長石との共生に対して，μ_{Na_2O} と μ_{K_2O} との従属関係を表わすことになるであろう。すなわち K_2O のポテンシャルが増大するか，または Na_2O のポテンシャルが減少すると，上述の反応式により，正長石と共生する斜長石の塩基度の上昇が促進されるであろう。このようにしてさまざまな組成の斜長石と正長石との平衡は，45° の角度で横軸に対して傾く平行直線系で第 77 図に表わされている。正長石と共生をなす斜長石の組成の塩基度が上昇すると，対応平衡線は，一層右方に，かつ下方にずれる。線束の中心からは $Ort+Pl_{33}$ の平衡線がでる。したがつてIVとVとの共生の場では，An_{33} から始まり，かつ一層塩基性組成の斜長石と正長石との共生が安定であるが，I, II, III の共生の場では，An 33 %以下を含む酸性斜長石と正長石との共生が安定である。本質的には，石英はこの反応に関与しないから，斜長石と正長石との平衡は，シリカによる岩石の不飽和または飽和に左右されない（このことはあらゆる場合を通じて，第 1 近似である）。第 77 図の 2 カ所にみられる点線は，$Ort+Pl_n$ 平衡線の方向を示すものである。

それ以外に，この図では，4 鉱物共生関係における一定の斜長石組成の線系を表わすことが可能である。すでにみたように，6 鉱物—Qu, Ort, Pl, Bi, Hor, Py—数中の各 4 鉱物の共生は，2 変系（反応）である（たゞし外的条件（T, p, μ_{H_2O}）が一定とする）。いまかりに斜長石中の灰長石成分と曹長石成分との一定比が与えられるものとするならば，反応系の変量は，1 単位減少する。すなわち斜長石中における灰長石の含有量が一定の条件の下で成立する各 4 鉱物の共生関係は，1 変系となり，第 77 図の一定の平衡線に対応するはずである。したがつて斜長石を含む各 4 鉱物の共生関係に対しては，線系で表わすことが可能となり，各線は，与えられた 4 鉱物共生における斜長石（塩基度一定）の安定度に対応するであろう。したがつて各線系は，そのなかで与えられた 4 鉱物共生が安定であるような場の領域でのみ実際的な価値をもつている。

正長石と平衡をなす斜長石の一定組成線は，すでに検討した。したがつてここでは斜長石のみを長石中からはいるような4共生関係のみを検討しよう。第77図の全共生場にみられる4安定共生関係の上述表から明らかなように，次の4共生関係が考えられる。

2) $Qu+Pl+Bi+Hor$ I 共生場
3) $Qu+Pl+Hor+Py$ I, II 共生場
10) $Qu+Pl+Bi+Py$ V共生場
12) $Pl+Bi+Hor+Py$ V, IV, III_2 共生場

この各共生関係に対して斜長石の塩基度の変化を示す反応方程式を求めることも容易である。したがつてそれから，化学ポテンシャル図の平衡線をみいだすことができる。この種の反応では，曹長石成分と灰長石成分とは，相互に独立に反応するから，反応(方程式)に含まれる係数は，2種の独立鉱物のように独立にみいだされるはずである。したがつて問題は4種の想定不活動成分からなる5種鉱物間の反応方程式をみいだすことにある。行列式を利用してこの課題を解決することは，すでに述べた。この課題をとくのは次のようである。まず次の鉱物組成表，例えば $Qu+Pl+Bi+Hor$ の共生関係表をつくる。

	SiO_2	$AlO^3/_2$	(Mg,Fe)O	CaO
Qu	1	0	0	0
An	2	2	0	1
Ab	3	1	0	0
Bi	6	3	4	0
Hor	6	1	4	2

行列式として鉱物記号とともに求められた数字を吟味し，零に等しいものとすると，

$$\begin{array}{lcccc|} Qu & 1 & 0 & 0 & 0 \\ An & 2 & 2 & 0 & 1 \\ Ab & 3 & 1 & 0 & 0 \\ Bi & 6 & 3 & 4 & 0 \\ Hor & 6 & 1 & 4 & 2 \end{array} = 0$$

始めに列．次いで行の減法または加法を行なつて，この行列式の階数を減少させる。このような手続きを行なうと，上述のように，最後に $Hor+3Ab=Bi+2An+14Qu$ が求められる。

この方程式に鉱物式を代入し，全移動成分および過剰磁鉄鉱の含有量を釣合わすと，最後に次の鉱物式が求められる。

$$H_{0.8}Na_{0.6}Ca_2(Mg,Fe)_{4.2}AlFe^{3+}_{0.4}Si_6O_{21.0}+6NaAlSi_3O_8+0.2Fe_3O_4+(1.6H_2O)+$$
$$(K_2O)=H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_3Fe^{3+}_{0.8}Si_6O_{25.1}+2CaAl_2Si_2O_8+14SiO_2+3.3Na_2O$$

すなわち

$$Hor+Ab+Mt+(1.6H_2O)+(K_2O)=Bi+An+Qu+(3.3Na_2O)$$

温度 T および圧力 p が一定の場合には，反応の平衡に対しては，次の条件が必要である。

$$d\mu_{Na_2O}:d\mu_{K_2O}=-\frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O}=\frac{1.0}{3.3}=0.3$$

この式によれば，第77図のI共生場における平衡線の方向が与えられる。いま第1近似値として，カリおよびナトリウムの化学ポテンシャルの変化に伴なつて起こる他の鉱物（反応に関与する）組成の可能な変化を無視するならば，平衡線は，他の対象反応の平衡線のように直線となるであろう。現実に，花崗状岩石の有色鉱物組成は，マグマのアルカリ度に著しく左

右される。したがって第77図の有色鉱物の関与を伴なう全平衡線は、曲線となるであろう。

同様に，共生 3) $Qu+Pl+Bi+Py$ における斜長石の塩基度の変化を伴なう反応方程式を求めることができる。

	SiO_2	$AlO_{3/2}$	$(Mg,Fe)O$	CaO
Qu	1	0	0	0
An	2	2	0	1
Ab	3	1	0	0
Bi	6	3	4	0
Py	2	0	1	1

$$Bi+4An+27Qu=4Py+11Ab$$

$$H_4K_2(Mg,Fe)_{4.4}Al_2Fe^{3+}_{0.8}Si_{10.8}O_{25.1}+4CaAl_2Si_2O_8+27SiO_2+5.5Na_2O=4Ca(Mg,Fe)$$
$$Si_2O_6+11NaAlSi_3O_8+0.4Fe_3O_4+(2H_2O)+(K_2O)$$

$$Bi+4An+27Qu+(5.5Na_2O)=4Py+11Ab+0.4Mt+(2H_2O)+(K_2O)$$

$$d\mu_{Na_2O}:d\mu_{K_2O}=-\frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O}=\frac{1}{5.5}=0.18$$

3) $Qu+Pl+Hor+Py$ 共生関係に対しては，反応方程式の諸係数を計算する必要がない。これは，この反応ではカリ質鉱物が関与しないので，反応には，1個のナトリウムの吸収を伴なうからである。したがって第77図の平衡曲線は直線となるであろう。第77図のI共生場に入る含石英鉱物の共生図表から明らかなように，$(Hor)+(An)$ の混合内包線は，$Py+Ab$ の混合内包線と交わり，そのうえ第2の共生関係は，第1の共生関係よりもシリカに富んでいる。したがって $Qu+Hor+An+(Na_2O)=Py+Ab+Mt+(H_2O)$ の反応方程式が求められる。この場合には $d\mu_{Na_2O}:d\mu_{K_2O}=0$ である。$Qu+Pl+Hor+Py$ 共生関係中で斜長石の組成が一層酸性になると，第77図では，対応水平平衡線は一層上方に位している。Pl_{33} では，この平衡線は，線束の中心を通る。

上述の方法は，行列式によつて III_2, IV, V の共生場で安定な $Pl+Bi+Hor+Py$ (12) 共生関係に対して定塩基性の斜長石の平衡曲線の傾きを計算することができる。しかしここでは，含石英共生に限定する。I, II, III の場の領域内で3線系（その傾きについてはすでに述べた）を引くと花崗岩状岩石における鉱物共生関係の一層詳しい解析の可能性をみいだすことができる。斜長石のさまざまな組成に対する線分間の距離は，化学ポテンシャル図の一般的距離のように，条件的なものにすぎないであろう。これは，化学的ポテンシャルの絶対値と鉱物組成に対するその差異が知られていないからである。しかしそれとともに，さまざまな線系間には，一定の共役関係が起こるはずである。例えば，斜長石の同一組成に対しては，1) $Qu+Pl+Hor+Py$, 2) $Qu+Pl+Bi+Hor$, 10) $Qu+Pl+Bi+Py$ の3線は，1点を切りこの点は線束 (Ort) (第77図) 上にあるはずである。すなわちこの点は，ポテンシャル図の左下隅に示してあるように $Qu+Pl+Hor=Bi+Py+Mt$ 1変系反応の平衡線上にある。したがって $Qu+Pl+Bi+Hor$ の平衡線 (Ort) の μ_{Na_2O} の与えられた各値，与えられた共生鉱物の1変系組成，とくに斜長石の一定組成に対応する一対象共生中における斜長石組成の線束の中心付近では μ_{Na_2O} の低下を伴ない，An 含量は33％に近い。すなわち第77図の下方の斜長石組成（所与の共生関係にみられる）は一層塩基性となる。次に斜長石組成が Pl_{33+n} となるような共生関係 (Ort) の平衡線の点を検討してみよう。この場合には点上に次の平衡が成立する。$Qu+Pl_{33+n}+Bi+Hor+Py$ したがつてこの点上では，次の共生関係が平衡を保つであろう。1) $Qu+Pl_{33+n}+Hor+Py$, 2) $Qu+Pl_{33+n}+Bi+Hor$, 3) $Qu+Pl_{33+n}+Bi+Py$. この種の平衡関係は (Ort) 共生 $=Qu+Pl_{33+n}+Bi+Hor+Py$ から1個の有色鉱物を削減して求められる。したが

って上述の3種の4共生関係の平衡線――与えられた組成の斜長石を伴なう――は，図表に示されてあるように，上述の点を通るはずである。したがつてI共生場の側から線束(*Ort*)に近づくと，*Qu*+*Pl*+*Hor* 共生における斜長石組成領域の間隔は一層狭まるが，*Qu*+*Pl*+*Bi*+*Hor* および *Qu*+*Pl*+*Hor*+*Py* の2共生における斜長石の両組成は，一層近接する。しかし角閃石は，1組成のみの斜長石と平衡を保つので，差当り線束 (*Ort*) のある点では，両組成は一致しない。さらに図表を追跡し，*Ort* 線束の交点でVの共生場に入ると，角閃石は，*Qu*+*Pl*+*Hor*=*Bi*+*Py* 反応によつて消滅する。こゝでは，外的条件の変化に伴なつて，組成―共生図の三角図表化に起こる変化に遂次性がみられる。2，10共生関係における斜長石の等組成線は，Sovolev が指摘しているが，3共生関係に対する等斜長石線はすでに1948年に筆者が明らかにした。

第77図は，花崗岩状岩石の晶出温度間隔に対応する高温度共生関係に対して作成されたものである。この図は，花崗岩状岩石の共生関係の諸特性をよく明らかにしている。すでにほかの箇所で指摘したように，マグマ中のカリとナトリウムは，化学的ポテンシャルの変化とともに共融点およびマグマの晶出径路も規則的に変わつてくる。そのためにアルカリ度の変化につれて共生関係の特性および晶出順序ばかりでなく，造成火成岩の組成も変わる。例えば，規準花崗岩状岩石に対してはI場の共生関係が典型的である。しかし一層酸性の斜長石が晶出するにしたがつて，有色鉱物は，*Py*−*Hor*−*Bi* の順序で晶出し，Bowen の反応系列に対応して，有色鉱物間には反応関係が成立する。IIIとIV場の共生関係では，閃長石およびモンゾニ岩が典型的であるが，この共生場では，Bowen の反応系列は貫徹しない。第77図で代表される型の図表によつて火成岩を研究すると，さまざまな火成岩および1火成岩相(状態)におけるマグマのアルカリ度変化を詳細に解明できる。

第77図は温度変化によつて一連の変化を受ける。温度低下は，水の吸収反応に対して好都合である。そのために温度低下は，水の吸収によつて形成される共生関係のために，全平衡線の平行転移を誘導する。これは黒雲母および角閃石に一層富む共生関係が形成されるからである。それとともに，温度が低下すると，有色鉱物の組成変化が起こるので，鉱物間で考えられる反応の平衡線の勾配にも変化が当然起こつてくる。最後に，温度低下は，反応平衡定数の変化とマグマにおけるアルカリの化学ポテンシャル変化とを誘導するはずである。しかし花崗岩状岩石の晶出，（接触変質）角閃石および高温片麻岩の変質作用が完成される温度間隔では，この種変化は，見掛上大きくない。これは第77図に示されてある共生関係の合法則性が，この種の岩石類ではきわめてよく貫徹されるからである。これと関連して，マグマの晶出は，温度低下ばかりでなく，水およびその他の揮発性成分――とくにほとんど等温条件に等しい状態の下で――の放出を誘起することに留意すべきである。したがつてマグマの晶出は，きわめて大きな温度低下領域(間隔)内で常に発生することは，確信できないであろう。温度低下は，僅かであろうこの問題に対しては，もちろん，研究をさらにすゝめることが必要である。

花崗岩状岩石の共生関係に関する最初の論文 (Korzhinskii, 1946年) において，筆者はカリおよびアルカリの化学ポテンシャル図で，全火成岩の共生関係に対する1変系線束網をつくることができることに留意した。この問題は，その後 Sobolev が研究を行ない，その著書(1949)中には，アルカリ度で左右される火成岩の全共生関係図が記載されている。しかし現在のところ，計算データが依然として発表されていないので，この方向に研究を押し進めることが望ましい。

講演要旨*

湘南地域の工業用水源について

高　橋　　稠

神奈川県南部の東海道沿線には近年工場の建設が活発で新工場の立地が盛んであるが，なかでも酒匂川および相模川流域一円には用水型工場が多数進出してきて，いずれも地下水が利用されている。

こうした事情にかんがみ，東海道湘南沿線における工業用水源の実態を把握するため総括的なとりまとめを行なつた。

小田原市の酒匂川流域には水質・水量ともにすぐれた自噴性の被圧面地下水が賦存していて，深度 70 m 以浅の深井戸が利用されており，湘南地域のうちでもとくに豊富な工業用水源として地下水が使用されている。

平塚市では深井戸により深度 60～90 m までの地下水が取水されているが，これら地下水の供給は一応相模川水系のものと思われるが，水比抵抗値および水質分析結果などから検討すると あまり顕著な透水帯は みられない。なお平塚市の旧海軍工廠跡には横浜ゴムなどいくつかの工場が操業しているが，深度 60～90 m までの被圧面地下水が揚水されている。

東海道沿線の大船および戸塚地区においては，いずれもその後背地が第三紀層からなる丘陵地がせまつており，各工場地盤はほとんど薄い沖積低地上に立地しているため，深度 10～20 m ぐらいで第三紀層に到達する結果，一般には地下水を求めることが困難となつている。このため工業用水源はいずれも上水道水に依存している。

調査対象工場 38 カ所における工業用水総取得量は 136,800 m^3/day で，このうち深井戸により 55,000 m^3/day の地下水がまかなわれている。また大船から戸塚地区にかけては約 3,600 m^3/day の上水道水が工業用に使用されている。このように大船地区の諸工場では経費の面で割高な上水道水が多く使用されているが，各工場とも最近の増資拡張に伴ない用水の取得になやまされており，いずれも低廉な水源として工業用水道の給水が一様に希望されている。　　（地質部）

本邦の砂鉄鉱床について（その 2）

服　部　富　雄

前回（その 1）に引き続き，わが国の砂鉄鉱床について機械的堆積鉱床というみかたから，主として堆積環境とその形態に関して断片的ながら解説を試みた（スライド使用）。

おもな内容は海底の砂鉄，海水の流動とその作用，砂鉄の打上げと風波との関係，海岸の地形と砂鉄の打上げ，砂鉄層の堆積状況，形態および規模，沖積砂鉄の堆積時期，地質時代の砂鉄，および砂鉄の起源である。

また，過去 5 カ年にわたる未利用鉄資源開発調査の結果判明したわが国の砂鉄資源埋蔵量と，最近の生産量について，鉱床型別・地域別分布について述べた。

詳細は地質調査所報告特別号として発表される。

（鉱床部）

人形峠の地震探査

平　沢　　清

人形峠付近において次のように地震探査が行なわれた。

33 年度　恩原地区（本所事業）

34 年度　赤和瀬地区（原子燃料公社依頼調査）

35 年度　宮ケ谷地区（　　同　　上　　）

本地域のウラン鉱床は基盤である花崗岩類の上位に堆積する人形峠層中に胚胎し，しかも基盤の凹部に多く堆積していることが知られている。地震探査は花崗岩の構造探査を目的として行なつたものである。

恩原地区　33 年度調査研究発表会で蜷川により講演されているので省略する。

赤和瀬地区　測線中央部に熔岩が分布するため花崗岩の構造決定がむずかしい。そのため周辺地域から熔岩下部の堆積岩の速度を仮定し，花崗岩の分布可能な最高限界面を求めた。後日の試錐によれば基盤の構造の傾向に大きな誤りはないようである。

宮ケ谷地区　3 本の測線について行ない基盤構造の大勢を把握しえた。それによれば，本地域の基盤は県境分水嶺付近を頂部とする膨隆構造を示し，北方へ緩い単斜構造をなすことがわかつた。

ウラン鉱床の可能性　原子燃料公社では，地震探査結果の基盤の凹部および単斜構造では傾斜の変化部を鉱床可能地域として重点的に試錐探査を進めるとのことである。

技術的な問題　(1) 地形および表層による走時曲線の不規則性について，より有効な補正方法を研究すべきである。(2) 屈折法では上部に熔岩のような高速層が分布

* 月例研究発表会講演要旨。昭和 35 年 10 月 10 日本所（川崎市久本）において開催。

する場合解析困難であるが，試錐および電探等を補助的に用いてこの欠点を補なうことが望ましい。(3) 現在地震探査では不明な微細なチヤネル構造にウラン鉱床が胚胎することがある。これらの微細構造の探査についても研究さるべきである。

(物理探査部)

地質調査の法的体系の確立のために

蔵 田 延 男

(演旨省略)

(地質部)

地質調査所月報　第11巻 第12号　目　次

報　文

岩手県南東部地域自動車放射能探査報告
山形県朝日岳周辺自動車放射能探査報告
福島県常磐地域自動車放射能探査報告
広島県自動車放射能探査報告
鳥取・岡山県境人形峠恩原地区の地震探査報告

概　報

秋田県田沢湖地区における物理検層
山形県東田川地区における物理検層
常磐地域における放射能検層による放射能強度分布探査
福岡県田川郡添田町の地質鉱床
　—とくにその放射能強度について—
筑豊炭田における放射能強度予察
福岡県伊良原村付近の放射能強度について

資　料

垂直および水平帯状構造の型について

講演要旨

地質調査所への連絡は

本　所	神奈川県川崎市久本（溝の口）135番地　電話 (721) 4291～4293番 (701) 1146～1148番 (048) 4121～4124番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (341) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市中区南外堀町6の1（名古屋通産局内）電話（4）9431番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話 (94) 3969番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市南鍛治屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松（2）5161番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話（2）6743番

昭和35年11月25日　印　刷
昭和35年11月30日　発　行

©

工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 11 NOVEMBER 1960 No. 11

CONTENTS

S. Sano: A Study on Airborne Radioactivity Surveying ..... 1(701)
K. Shibatō, K. Iida & S. Sano: Geophysical Prospecting Studies of Uranium Resources at Hirase Mine, Gifu Prefecture ..... 21(721)
K. Haraguchi, T. Takeichi, Y. Tsukawaki & T. Takeuchi: Occurrence of Radioactive Minerals in the Pegmatites of the Oku-Tango District, Kyōto Prefecture ..... 33(733)
H. Koizumi, T. Igarashi, H. Ohmachi, S. Okumi & T. Okano: Radiometric Reconnaissance of the Metallic Ore Deposits at the Environs of Kesennuma City, Miyagi Prefecture ..... 43(743)
H. Nagahama & K. Hoshino: Radioactive Anomalies in Eastern Tsuyama, Okayama Prefecture ..... 59(759)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 11, No. 11, 1960